

П. 167/2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИЗВЕСТИЯ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
СССР

2

1958

НОВОСИБИРСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

П-167/2

СОДЕРЖАНИЕ

ЭКОНОМИКА

Н. А. Шокин. Об экономической эффективности развития химической промышленности в центральной части Сибири 3

ГЕОЛОГИЯ

Н. И. Рафиенко. О молибденовом оруденении Западного Забайкалья 9
Ю. А. Чернов. Очерк тектоники Котеро-Муйского водораздела (Северное Забайкалье) 21
С. А. Гурулев. О соотношении свинца и цинка в полиметаллических месторождениях 29
Г. Н. Бровков. О фациальной приуроченности кремнеземового и карбонатного цементов терригенных пород 33

ХИМИЯ

Т. И. Авдеева, И. С. Лилеев. О взаимодействии сульфида натрия с кремнеземом 43
Т. А. Паздников, Ф. Н. Павлов. Обезвоживание и термическое разложение сульфатов железа из сложных сульфатных растворов 51
Н. Г. Молева, П. С. Кусакин, Э. М. Рапопорт. О взаимодействии окислов и сульфидов через газовую фазу 57

ТЕХНИКА

И. А. Яворский. К вопросу о потоке одиночной струи и системы плоских струй 62
А. К. Дюнин. Сублимация 75
К. К. Вотинцев. Некоторые вопросы теории 87
В. И. Астраханцев. О некоторых особенностях течения в Дальнего Востока 99
Б. П. Колесников. Соотношение в динамике течения в гидротехнической классификации 109
С. А. Коляго. Условия течения в гидротехнической классификации 123
В. П. Мартынов. О некоторых особенностях течения в гидротехнической классификации 129
К. А. Соболев. О некоторых особенностях течения в гидротехнической классификации 134

ИЗВЕСТИЯ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
СССР

2

П-167/2 П-19750
1958
№ 2
Известия Сибирск. Отд. АН СССР
7 р.
Ир-
3584

П-19750

Н. А. ШОКИН

ОБ ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАЗВИТИЯ
ХИМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИБИРИ

Химическая промышленность принадлежит к числу наиболее быстро развивающихся отраслей современной индустрии. Это придает большой научный и практический интерес вопросам ее рационального размещения. Однако эти вопросы не получили должного освещения в послевоенной советской литературе.

Современная химическая промышленность тесно связана с топливно-энергетическим хозяйством страны. Многие ее отрасли основываются на переработке тех или иных горючих ископаемых. При этом экономически весьма выгодным является переработка «вторичного» сырья, особенно «отходов» нефтепереработки. Применение газового сырья, будь то газы нефтепереработки или природные, требует намного меньших (в равных условиях) затрат труда, чем применение угля. Эти отрасли химической промышленности потребляют большое количество тепловой и электрической энергии. Общий расход топлива на тонну химической продукции достигает по продуктам наиболее глубокой переработки, например синтетическому волокну, десятков тонн, превышая в два-три раза расход его на такое энергоемкое производство, как алюминиевое.

Все это предопределяет теснейшую зависимость размещения современных отраслей химической промышленности от наличия топливно-энергетических ресурсов в том или ином районе страны.

Как известно, в Сибири сосредоточено около 75% геологических запасов угля и 80% гидроэнергетических ресурсов Советского Союза. В целом удельный вес Западной и Восточной Сибири в энергетических запасах Союза превышает 70%.

При этом промышленное освоение и эксплуатация исключительных по богатству топливно-энергетических ресурсов Сибири требует намного меньших затрат общественного труда, чем использование таких ресурсов в Европейской части Союза. Так, в 1955—1956 гг. себестоимость угля и удельные капиталовложения в его добычу (на тонну условного топлива) по бассейнам Сибири были в 2—3 раза ниже, чем в Донбассе. Капиталовложения и эксплуатационные затраты на производство электроэнергии на ангарских и енисейских гидроэлектростанциях будут в 2—4 раза ниже, чем на волжских. Себестоимость 1 квт-ч электроэнергии составит на Братской ГЭС 0,9 копейки*, Красноярской ГЭС — 0,72 копейки**. Соружение на базе дешевых углей, добываемых открытым способом, тепловых электростанций мощностью в 1—1,5 млн. квт позволит получать электроэнергию с себестоимостью 1 квт-ч в 2—3 копейки.

* «Коммунист», № 6, 1957 г., стр. 18.

** «Советская Россия», 30 мая 1957 г.

17 19750
ЦЕНТРАЛЬНАЯ НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
А. Н. Ниргаскской ССР

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Д-р хим. наук В. Т. Быков, проф. Т. Ф. Горбачев (зам. главного редактора), член-корр. Н. П. Дубинин, д-р техн. наук К. Н. Коржавин, канд. экон. наук В. А. Кротов, д-р хим. наук А. А. Николаев, д-р техн. наук И. И. Новиков, д-р геол.-мин. наук М. М. Одинцов, канд. геол.-мин. наук Г. Л. Пospelов, д-р геол.-мин. наук И. С. Рожков, д-р физ.-мат. наук Ю. Б. Румер, акад. С. Л. Соболев (главный редактор), д-р биол. наук К. А. Соболевская, член-корр. А. А. Трофимук.

Адрес редакции: г. Новосибирск, ул. Мичурина, 23.

При предусмотренных на шестую и намечающихся на последующие пятилетки масштабах добычи угля и производства гидроэлектроэнергии в Сибири общая сумма снижения затрат на это производство в сравнении с производством в районах Европейской части СССР обеспечит экономию, исчисляемую миллиардами рублей. При большой удаленности Сибири от главных промышленных районов страны, расположенных в ее Европейской части, простая транспортировка угля и электроэнергии из Сибири в эти районы, очевидно, не может обеспечить реализацию этой экономии, так как последняя будет израсходована на эту транспортировку и потеряна для народного хозяйства. Кроме того, некоторые сибирские угли, например Канско-Ачинского бассейна, по своим свойствам вообще не пригодны для дальней перевозки.

Следовательно, специализация хозяйства Сибири только на производстве угля и электроэнергии не целесообразна. Полученные здесь дешевые уголь и электроэнергия должны быть потреблены на месте с тем, чтобы в общий народнохозяйственный оборот были включены продукты, выработанные с их помощью. Для этого Директивами XX съезда КПСС по шестому пятилетнему плану предусмотрено создание в Сибири различных топливемких и энергоемких производств, в том числе химических.

Высокая энергоемкость важнейших отраслей современной химической промышленности делает весьма эффективным размещение их в районах Сибири. Однако при этом имеется и ряд неблагоприятных факторов, которые необходимо учитывать при рассмотрении вопросов развития химической промышленности в Сибири. К числу этих факторов относятся следующие:

1. До настоящего времени Сибирь (вернее, ее южная, обжитая часть) не имеет разведанных промышленных запасов нефти и газа. Поэтому ресурсы наиболее эффективного сырья для синтеза высокомолекулярных соединений будут ограничиваться газами нефтеперерабатывающих заводов, сооружаемых на основе Транссибирского нефтепровода и коксохимических заводов, причем эти ресурсы здесь намного меньше, чем в Европейской части СССР.

2. Главные потребители химических продуктов — машиностроительная и легкая (в частности, текстильная) промышленность, а также районы наиболее интенсивного сельского хозяйства сосредоточены в Европейской части СССР. И хотя эти отрасли промышленности развиваются в восточных районах более быстрыми темпами, чем в европейских, последние, по-видимому, еще длительное время будут давать основную массу продукции указанных отраслей, прежде всего потому, что эти отрасли являются трудоемкими, а большая часть населения Союза проживает в европейских районах. Таким образом, главные районы потребления химических продуктов еще длительное время будут удалены от Сибири расстояниями в несколько тысяч километров. Вместе с тем концентрация производства в современной химической промышленности достигла такого уровня, что во многих случаях реализация продукции в отдаленных районах будет неизбежной.

3. Наиболее энергоемкие отрасли химической промышленности, такие, как производство химических волокон, пластических масс и изделий из них, требуют и крупных затрат живого труда. При ограниченности трудовых ресурсов Сибири развитие этих отраслей неизбежно потребует привлечения рабочей силы из европейских районов Союза, что будет связано с дополнительным (по сравнению с европейскими районами) жилищным, коммунальным и культурно-бытовым строительством, а следовательно, и с дополнительными капиталовложениями.

Правда, если учесть, что острая необходимость в жилищном строительстве существует и в европейских районах, затраты на такое строительство в Сибири можно и не считать дополнительными.

4. Сложные климатические условия, а также повышенная заработная плата работающих приводят к более высокой (примерно на 15—20%) стоимости строительства объектов в Сибири, по сравнению с европейскими районами. Кроме этого, развитие промышленности в Сибири повышает (по сравнению с европейскими районами) затраты на строительство магистральных путей сообщения, геологоразведочные работы и т. д.

Все эти обстоятельства ухудшают экономические показатели развития химической промышленности в Сибири. Однако их отрицательное действие во многих случаях перекрывается преимуществами, которые будут созданы возможностью использовать в Сибири крупнейшие ресурсы дешевого топлива и энергии. Кроме того, по мере хозяйственного освоения Сибири и комплексного развития ее хозяйства ряд указанных выше неблагоприятных факторов (например, необходимость дополнительных капиталовложений, повышенной зарплаты) будет постепенно терять свое значение.

В Сибири в настоящее время наиболее эффективным, с экономической точки зрения, является развитие химической промышленности на базе газов нефтеперерабатывающих и коксохимических заводов. Самые дешевые азотные удобрения в стране дает Кемеровский азототуковый завод.

Расчеты, произведенные нами на основе данных проектных институтов химической промышленности, показывают, что в современных условиях производство в центральной части Сибири (Красноярский район) синтетического каучука, капронового и ацетатного волокна и других высокоэнергоемких продуктов на основе газов нефтеперерабатывающих и коксохимических заводов (в частности, путем электрокрекинга углеводородов в ацетилен) будет настолько эффективным, что даже в районах Центра эти продукты будут обходиться значительно дешевле, чем соответствующие продукты, получаемые из Донбасса и Поволжья (где они также могут вырабатываться на основе дешевого газового сырья). Высокая экономическая эффективность производства этих продуктов определяется прежде всего их высокой энергоемкостью: на 1 т синтетического каучука расходуется (включая сырье) около 10 т условного топлива, на 1 т ацетатного волокна — около 13 т, на 1 т капронового волокна — около 24 т.

Производство из того же газового сырья менее энергоемких продуктов органического синтеза, например полихлорвиниловых и карбамидных пластических масс и изделий из них, на тонну которых расходуется 3—5 т условного топлива (включая сырье), будет менее эффективно. И все же не только в самой Сибири, но и на Урале они могут быть дешевле соответствующих продуктов, полученных из Донбасса и Поволжья.

Азотные удобрения (аммиачная селитра), производимые в Сибири на основе коксового газа, могут быть дешевле, чем те же удобрения при производстве их в Донбассе и Поволжье из любого вида сырья. Однако ввиду того, что энергоемкость аммиачной селитры очень велика — 1,0—1,5 т условного топлива на 1 т продукта, — транспортировка ее, в сущности, не более целесообразна, чем транспортировка высококалорийного угля. Поэтому развитие этого производства целесообразно лишь в масштабах, необходимых для удовлетворения потребностей самой Сибири.

Очевидно, что наиболее полное использование нефтяных и коксового газов для химической переработки должно быть первоочередной задачей развития химической промышленности Сибири, первым этапом ее развития.

Однако, как уже говорилось, ресурсы этих газов здесь намного меньше, чем в Европейской части страны. Поэтому на определенном этапе развития химической промышленности в Сибири, — в случае, если к тому времени не будут найдены крупные промышленные запасы нефти и газа, — неизбежно должен наступить такой период, когда ресурсы газов будут исчерпаны и дальнейшее развитие химических производств потребует использования угольного сырья, прежде всего газификации дешевых бурых углей и получения ацетилена через карбид кальция. Возможность такого развития наступит после ввода в эксплуатацию крупнейших гидроэлектростанций на сибирских реках и мощного развития открытой добычи угля, особенно в Чулымо-Енисейском и Канском бассейнах. При этом, поскольку основные потребители электроэнергии строящихся гидроэлектростанций уже определены, такое развитие химической промышленности на основе угольного сырья может, очевидно, осуществиться только после ввода в эксплуатацию электростанций последующих очередей, например Енисейской, Богучанской и т. п., т. е. через довольно значительный промежуток времени. К тому времени хозяйственное освоение многих районов Сибири и комплексное развитие их экономики достигнет, несомненно, больших успехов. А это значит, что действие многих из названных выше неблагоприятных для развития химической промышленности факторов будет в значительной мере ослаблено или прекратится вовсе. Это относится ко многим факторам, удорожающим стоимость строительства. Так, культурно-бытовые условия жизни в промышленных районах Сибири должны будут к тому времени в значительной степени сблизиться с условиями жизни в европейских районах. В то же время собственная потребность Сибири в химических продуктах намного возрастет.

По произведенным расчетам, в этих условиях может оказаться выгодным производство в Сибири на основе угольного сырья таких продуктов, которые в европейских районах могут быть произведены на основе природного газа, например, химических волокон и пластических масс. При этом химические волокна (ацетатное, капроновое), произведенные в Сибири на основе угольного сырья, могут даже в районах Центра стоить не выше, чем тех же сортов волокна, произведенные в Донбассе и Поволжье на основе природного газа. Карбамидные и полихлорвиниловые пластические массы, произведенные в Сибири на основе угольного сырья, будут обходиться на Урале не дороже соответствующих продуктов, произведенных в европейских районах на основе природного газа, и т. д. Все это говорит об экономической целесообразности развития углехимической промышленности в Сибири в перспективе примерно на 15—20 лет.

Вместе с тем Сибирь сможет стать крупным — в общесоюзном масштабе — производителем таких электроемких товарных продуктов, как карбид кальция, каустическая сода, элементарный фосфор.

Однако, как показывают расчеты, производство в условиях Сибири (даже на указанном этапе ее экономического развития) на основе угольного сырья или переработки древесины тех продуктов, которые в других районах могут быть произведены на основе газов нефтепереработки, будет экономически невыгодным. Это относится, в частности, к производству технического этилового спирта и синтетического каучука. Применение для этих производств газов нефтепереработки, являющихся

вторичным сырьем (отходами), позволяет намного сократить капитальные вложения на единицу годовой мощности по сравнению с производством тех же продуктов через карбид кальция или путем переработки древесины. По синтетическому каучуку, например, это сокращение достигает 40%, что создает решительные экономические преимущества производству его из нефтегазового сырья.

Основным критерием рациональности размещения социалистического производства является достигаемая, благодаря этому размещению, экономия общественного труда. Эта экономия может быть прямой, заключающейся в снижении себестоимости и капитальных вложений на единицу продукции, и косвенной, заключающейся в том, что вовлечение в производство новых природных ресурсов позволяет поднять технический уровень труда и таким путем существенно повысить его производительность. Косвенная экономия общественного труда, достигаемая за счет ввода в эксплуатацию новых природных ресурсов, не может быть выражена в точных цифровых показателях, но значение ее для народного хозяйства во многих случаях больше значения прямой экономии затрат на производство той или иной продукции.

Известно, что районы Европейской части Советского Союза, в которых сосредоточена большая часть промышленности нашей страны, довольно бедны топливно-энергетическими ресурсами и нуждаются в завозе топлива из восточных районов. Развитие в них энергоемких отраслей промышленности приводит к ограничению потребления топлива и энергии другими предприятиями, т. е. снижает возможности повышения энерговооруженности труда, а следовательно, и роста его производительности.

XX съезд КПСС дал указания об ограничении строительства топливоемких и энергоемких предприятий в районах Европейской части СССР и на Урале.

Создание комплексов таких предприятий в Сибири позволит не только получить крупную прямую экономию затрат, благодаря применению более дешевого топлива и энергии, но и освободить в европейских районах десятки миллионов тонн топлива для энергетических нужд и тем самым достигнуть нового крупного роста производительности труда во всем народном хозяйстве Советского Союза.

Следовательно, народнохозяйственная эффективность развития энергоемких отраслей химической промышленности в Сибири значительно больше тех показателей прямой экономии по себестоимости и капитальным затратам, которые были рассмотрены выше.

Необходимо также кратко остановиться на одной особой стороне экономической эффективности капиталовложений в новых районах. Выше указывалось, что капиталовложения в сооружение одинаковых промышленных объектов в условиях Сибири выше, чем в Европейской части СССР, и, кроме того, промышленное строительство в Сибири может требовать дополнительных затрат на сооружение транспортных магистралей, жилищ, культурно-бытовых объектов и т. д. Однако народнохозяйственный эффект этого строительства далеко не исчерпывается тем, что в результате его создается предприятие, способное давать определенную продукцию. Создание каждого такого предприятия является новым шагом в хозяйственном развитии нового района, шагом в комплексном развитии его хозяйства и вместе с тем базой для дальнейшего освоения природных богатств района. Новое предприятие в этих условиях способно дать крупный косвенный экономический эффект (повышение производительности общественного труда), который не может быть выражен в стоимостных показателях производства его собственной

продукции. Вместе с тем создание крупных пионерных предприятий в новом районе, существенно изменяя экономический уровень района, облегчает и удешевляет его дальнейшее хозяйственное развитие.

Резюмируя все сказанное, можно сделать общий вывод, что высокая народнохозяйственная эффективность развития химической промышленности в районах Сибири несомненна.

*Институт экономики
Академии наук СССР*

*Поступила в редакцию
30/X 1957*

Н. И. РАФИЕНКО

О МОЛИБДЕНОВОМ ОРУДЕНЕНИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Территория Западного Забайкалья имеет сложное геологическое строение. В ее пределах установлены архейские, протерозойские, нижнепалеозойские, мезозойские и четвертичные образования, а также различные по составу изверженные породы, с которыми связываются те или иные рудопроявления полезных ископаемых. Среди последних молибденовые месторождения и рудопроявления широко распространены. Здесь известны крупные молибдено-вольфрамовые месторождения союзного значения, а также многочисленные рудопроявления этих металлов и с каждым годом выявляются все новые рудные точки в бассейнах рек Джиды, Курбы, Чины, Талоя, Ципикана, Баргузина, Витима, представленные как маломощными кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и пегматитовыми жилами с убогой вкрапленностью молибденита, так и скарнами и штокверковыми зонами, иногда с довольно высоким содержанием молибдена и значительными площадями минерализации.

Некоторые закономерности размещения молибденовых месторождений

Закономерности размещения молибденовых месторождений и их генетические особенности в пределах Западного Забайкалья слабо освещены. Намечается лишь в общих чертах связь молибденового оруденения с гранитными интрузивами каледонского и мезозойского возрастов, тектоническими нарушениями и структурно-литологическими особенностями области. Молибденовые месторождения и рудопроявления в основном располагаются в виде линейно вытянутых зон северо-восточного простирания, которые соответствуют основным структурным элементам. Некоторое исключение представляют редкометальные месторождения на юге Западного Забайкалья, где, в связи со своеобразным геологическим строением территории, месторождения располагаются в зоне северо-западного простирания.

Отдельные исследователи для различных частей этой территории под разными названиями уже выделяли металлогенические зоны и рассматривали в них наряду с другими полезными ископаемыми и месторождения молибдена (Г. Л. Падалка [1, 2]; П. М. Хренов и Н. И. Рафиенко [3], Ф. К. Курьянов [4], К. П. Калинина [5], Е. В. Смолянский [6]). Из этих зон можно отметить Джидинскую, Удино-Витимскую, Витимкано-Муйскую и Бодайбинскую.

Джидинская редкометальная зона располагается в южной части Западного Забайкалья и, по-видимому, продолжается далеко на запад, захватывая северную часть Монголии в районе Хубсугульского нагорья, а также восточные районы Тувы. Месторождения приурочиваются к

тектоническим зонам северо-западного простирания, чем и обусловлено их линейное расположение.

Джидинский рудный район сложен кембрийской толщей, представленной песчаниками, кристаллическими сланцами, известняками, туфогенными образованиями, эффузивами. Породы слагают синклиниорий северо-западного простирания и прорваны интрузивами палеозойского возраста: гранитами, диоритами, сиенитами, основными и ультраосновными породами. С кислыми разностями этой интрузии связывают золотое оруденение, с основными и ультраосновными породами (серпентинитами) — хромо-никелевое оруденение. Молибденовое оруденение генетически связывается с гранитами, гранит-порфирами и сиенитами мезозойского возраста. В искусственных шлихах из этих пород обнаруживаются молибденит, гюбнерит, шеелит, т. е. минералы, входящие в рудные тела молибдено-вольфрамовых месторождений.

Удино-Витимская металлогеническая зона находится северо-восточнее Джидинской и отчетливо прослеживается по р. Витиму от с. Романовки до пос. Калакана и далее на северо-восток. Здесь еще со времени работ В. А. Молина [7] известен ряд молибденовых рудопоявлений, располагающихся в полосе северо-восточного простирания.

В пределах зоны основную роль играют изверженные породы, среди которых небольшими участками залегают метаморфические породы. В юго-западном направлении эта зона, по-видимому, сливается с Курбинским рудным районом, где в последние годы выявлены Худакское полиметаллическое и Балбагарское молибденовое рудопоявления.

Связь железорудных месторождений с полиметаллическими и редкометальными остается невыясненной. Очевидно, в пределах зоны выделяются как разновозрастные интрузии, так и тектонические нарушения, с которыми и следует связывать полиметаллическое, редкометальное и железное оруденения.

Витимкано-Муйская (золото-молибденово-полиметаллическая) зона впервые намечена Г. Л. Падалкой [1, 2]. Эта зона, по последним данным П. М. Хренова и Н. И. Рафиенко [3], охватывает бассейн рек Гарги, Витимкана, Чины, верхнее и среднее течения р. Ципы, бассейн р. Муи. Открытию молибденовых рудопоявлений на этой территории в значительной степени способствовали работы Н. И. Михно [8], А. К. Гусевой [9], М. Н. Шемелинина [10], К. П. Калининой [5] и др.

В пределах этой зоны четко выражены разрывные нарушения, имеющие преимущественно северо-восточное простирание, а также выходы штокообразных тел и даек лампрофирового состава; имеются межгорные впадины, выполненные юрско-меловыми и более поздними отложениями, присутствуют базальтовые покровы, выходы горячих источников и т. д.

Территория, входящая в эту зону, сложена по преимуществу гранитоидами с крайне подчиненным значением метаморфических и эффузивных пород. Месторождения в пределах металлогенической зоны концентрируются в определенных рудных узлах, такие, как Гаргинский, Витимский, Чининско-Амалатский, Ципиканский, Талойский, Муйский и др.

Для Витимкано-Муйской зоны, помимо рудных жил, особенно характерно наличие редкометального оруденения в скарнах и тантало-ниобатов в пегматитах.

Бодайбинская редкометальная структурно-металлогеническая зона (Курьянов [4]) располагается к северо-западу от Витимкано-Муйской зоны. Оруденение в ее пределах представлено мелкой вкрапленностью

молибденита в пегматоидных гранитах, аплитах, пегматитах и кварц-полевошпатовых жилах.

Почти все промышленно-ценные молибденовые месторождения и рудопоявления Западного Забайкалья, известные в настоящее время, концентрируются в пределах Джидинской, Удино-Витимской и Витимкано-Муйской структурно-металлогенических зон.

В пределах указанных структурно-металлогенических зон в одних случаях определенно выделяются рудные узлы или рудные поля, где концентрируются месторождения промышленного значения, в других — лишь намечаются оруденелые участки или разрозненные рудные точки с редкой вкрапленностью молибденита в гранитах, аплитах, кварц-полевошпатовых и кварцевых жилах.

Рудные узлы находятся в пространственной связи с крупными тектоническими нарушениями, к которым также приурочены и гранитные интрузивы каледонского и особенно мезозойского возрастов. Рудные поля чаще всего располагаются в пределах гранитных массивов, тяготея к их приконтактовым частям (Буруктаевское месторождение). Однако известно много месторождений, которые находятся среди кристаллических сланцев, иногда на значительном расстоянии от гранитных интрузивов (Ципиканское, Балбагарское).

Концентрация жил в пределах рудных полей не везде одинакова, наиболее насыщенными жильными телами оказываются эндо- и экзо-контактные части интрузивов. Примером могут служить Чемуртаевское, Балбагарское и Амольское месторождения. Кварцевые жилы с молибденовым оруденением образуют обычно систему субпараллельных жил, приуроченных к трещиноватости вмещающих пород.

Молибденит в жилах обычно ассоциирует с гюбнеритом, шеелитом, пирротинитом, халькопиритом, пиритом, галенитом, серицитом и др. Он встречается в виде чешуек, таблитчатых кристаллов и радиально-лучистых образований. Наиболее характерны чешуйки и таблитчатые кристаллы. Размеры чешуек молибденита весьма разнообразны. Чаще всего они составляют десятые и сотые доли миллиметра и еле уловимы невооруженным глазом, реже, особенно в высокотемпературных образованиях, пластинки молибденита достигают 3—5 мм или образуют радиально-лучистые розетки до 1 см в поперечнике. Обычно молибденит рассеян среди жильного кварца или образует мономинеральные скопления размерами до нескольких сантиметров.

Генетические типы и рудные формации молибденовых месторождений

Среди молибденовых месторождений и рудопоявлений Западного Забайкалья мы выделяем следующие генетические типы: пегматитовый, скарновый и гидротермальный.

1. Оруденение пегматитового типа имеет исключительно слабое развитие и представляет лишь теоретический интерес. Жилы пегматитов с вкрапленностью сульфидов и молибденита встречены в бассейне р. Верхней Баргузин, в Ципиканском рудном районе, в бассейне рек Талой и Горбылка и др. Генетически пегматиты связаны с гранитами, реже с гранодиоритами и сиенитами.

Формы рудных тел для пегматитового типа совершенно не изучены. Чаще всего пегматиты представлены маломощными жильными телами,

в которых молибденит находится либо в виде вкрапленности, либо в секущих кварцевых жилах.

2. Оруденение скарнового типа, в основном, концентрируется в участках развития известняков, известковистых песчаников и карбонатных сланцев на контакте с массивами гранитоидов. К таким месторождениям относятся Витимканское, Чемуртаевское и др. Иногда, как это имеет место на Мальтинском месторождении, скарны развиваются среди прослоев известняков метаморфической толщи в непосредственной близости от гранитоидов или в тектонических трещинах и зонах трещиноватости. Во всех случаях скарны образуются как результат метасоматического замещения первоначальных пород и сопровождаются привнесением железа, марганца, кремнезема, вольфрама, молибдена, свинца и других элементов. По составу среди скарнов выделяются гранатовые, волластонит-гранатовые, кварцево-полевошпатово-гранатовые, эпидото-полевошпатово-гранатовые, гранат-амфиболовые, кальцит-гранатовые и пироксен-везувиановые. Закономерности локализации скарновых тел, в основном, обусловлены структурными факторами и составом вмещающих пород. Скарны имеют вид линз, гнезд, реже — неправильных или линейно вытянутых жилобразных тел. Рудные минералы в скарнах представлены молибденитом, шеелитом, пирротинном, галенитом, пиритом, халькопиритом.

3. Среди месторождений гидротермального типа по морфологическим признакам выделяются вкрапленное оруденение, грейзены, штокверковые зоны и рудные жилы.

Вкрапленное молибденовое оруденение встречается в дайках лейкократовых гранитов, аплитов и гранит-порфиров Ципиканского, Витимканского и других рудных районов.

Грейзены на территории Западного Забайкалья установлены на Витимканском, Балбагарском и некоторых других месторождениях. Рудные тела представлены неправильной формы зонами грейзенизированных гранитов, а также кварцевыми жилами с грейзенизированными оторочками.

Грейзены приурочены обычно к апикальным частям небольших интрузивных тел, к участкам, захваченным интенсивной трещиноватостью и подвергшихся позднее воздействию постмагматических растворов. В других случаях грейзены наблюдаются в пределах даек кислого состава или по зальбандам рудных жил. Особенно резко грейзенизация проявляется в пределах штокверковых рудных тел. Форма рудных тел, связанных с грейзенами, неправильная, иногда это вытянутые зоны.

Молибденит в грейзенах тесно ассоциирует с флюоритом, серицитом и встречается в виде мелкой рассеянной вкрапленности.

Месторождения штокверковых зон являются наиболее важными в промышленном отношении. Они приурочены к разновозрастным дизъюнктивным нарушениям, образующим зоны трещиноватости с развитием тонкой сети трещин, различно ориентированных и заполненных кварцем с молибденитом и другими сульфидами. Наиболее крупным штокверковым месторождением молибдена является Первомайское на юге Западного Забайкалья. На северо-востоке области подобное оруденение выявляется на Орехитканском месторождении.

Рудные жилы имеют наибольшее распространение по сравнению со всеми другими морфологическими типами. Они установлены на месторождениях Первомайском, Булуктаевском, Байбинском, Балбагарском, Варваринском, Уакитском, Ципиканском и др. Молибденит встречается в кварцевых и кварцево-полевошпатовых жилах и прожилках. Кварцевые жилы имеют небольшую мощность, достигающую в редких

случаях 0,5—1,0 м, и прослеживаются по простиранию на 10—30 м. Контакты их резкие. Изменение в мощности жил иногда происходит на коротком расстоянии — в 1—3 м, вследствие чего жилы приобретают четковидную форму. При пересечении рудовмещающих трещин различных направлений образуются столбообразные тела.

Морфология рудных тел зависит в значительной степени и от характера вмещающих пород. Жилы, залегающие в гранитах, чаще всего имеют плитообразную форму, а жилы, залегающие в сланцах, — линзовидную и четковидную.

Охарактеризованные генетические типы охватывают все известные на территории Западного Забайкалья молибденовые месторождения. Следует только иметь в виду, что в настоящее время на этой территории не обнаружено такого важного в генетическом отношении типа оруденения, как прожилково-вкрапленный тип молибденит-халькопиритовой формации, имеющей исключительно большое значение в Казахстане, Армении и других регионах Союза. Не известны здесь и месторождения молибдена экзогенного типа. Последние обычно встречаются в ассоциации с ванадием и ураном, среди углисто-глинистых сланцев. Подобные геологические условия на территории Западного Забайкалья имеются. При поисках молибдена следует обратить на это особое внимание.

Исходя из вещественного состава месторождений молибдена в Западном Забайкалье и парагенетических ассоциаций минералов, мы выделяем здесь следующие формации:

1. Молибденитовая. Молибденит обычно крупночешуйчатый, встречается в виде вкрапленности в лейкократовых гранитах и аплитах в небольших количествах. Изменения вмещающих пород около рудных тел не наблюдается. Практического значения месторождения этой формации не имеют.

2. Кварц-гранат-молибденитовая. Месторождения этой формации широко распространены. Они образуются в участках развития скарнов и скарнированных пород. Помимо кварца, граната и молибденита в рудах присутствует пироксен, реже встречаются волластонит, амфибол, скаполит, полевые шпаты. Из рудных минералов постоянно находятся пирит, халькопирит, галенит. Молибденит отлагался позднее силикатов скарна в тесной ассоциации с кварцем. Месторождения этой формации в других рудных районах Союза образуют крупные промышленные месторождения (Тырны-Ауз), и есть основания надеяться на открытие крупных месторождений кварц-гранат-молибденитовой формации в Западном Забайкалье, в пределах которого выявлены рудопроявления Чемуртаевское, Джидот, Борокто, Мальтинское, Витимканское и др.

3. Вольфрамит-молибденитовая. Месторождения этой формации в основном располагаются на юге Западного Забайкалья, в Джидинском рудном районе. Основным минералом, содержащим вольфрам в этой формации, является либо гюбнерит, либо вольфрамит. Гюбнерит характерен для юга Западного Забайкалья. К северу от этой территории молибденит с гюбнеритом встречаются значительно реже (бассейн р. Чины). Обычно оруденение концентрируется в небольших гигабисальных телах гранит-порфиров, рассеченных маломощными кварцевыми прожилками с грейзенизированными оторочками и рудной минерализацией. Главными рудными минералами являются молибденит, гюбнерит, вольфрамит, пирит, реже встречаются берилл, флюорит, топаз.

4. Шеелит-молибденитовая. Эта формация выделена для Витимканского месторождения. В отличие от кварц-гранат-молибдени-

товой формации для нее характерно постоянное присутствие шеелита. Последний встречается в виде равномерной вкрапленности в скарне, а также иногда в околоскарновых породах.

5. Кварц-серицит-молибденитовая. Месторождения этой формации широко распространены. Они встречаются в апикальных частях гипабиссальных интрузивов, которые наиболее раздроблены и интенсивно изменены гидротермальными процессами. Для таких месторождений, как это правильно отмечает Н. А. Хрущев*, характерна «...многоэтапность процесса рудообразования. Крупнозернистый кварц первой генерации с крупными чешуйками молибденита часто раздроблен и пересечен мелкозернистым кварцем с микрочешуйчатым или дисперсным молибденитом второй и, иногда, третьей генерации. Наиболее поздними являются жильные минералы кварц-карбонатной безрудной формации, которые характерны для поздних этапов большинства гидротермальных рудных месторождений. Наиболее часто продуктивной для молибденита является вторая генерация мелкозернистого кварца серого цвета с микрочешуйчатым или дисперсным молибденитом и в особенности горизонты и участки месторождения, в которых вторая рудная генерация наложена на первую, также отлагавшую молибденит». К кварц-серицит-молибденитовой формации относятся месторождения Первомайское, Орехитканское, Сосновское и др.

Главными рудными минералами для этой формации являются молибденит, магнетит, пирит, халькопирит, висмутин, сфалерит, галенит, блеклые руды, шеелит, сульфосоли.

6. Кварц-полевошпатово-молибденитовая. Рудные тела представлены маломощными кварц-полевошпатовыми жилами, обычно быстро выклинивающимися по простиранию. Состав жил: кварц, полевой шпат (ортоклаз или микроклин), небольшое количество мусковита, иногда флюорит. Из рудных минералов установлены молибденит, пирит, пирротин, халькопирит, галенит. К месторождениям этой формации относятся Ципиканское, рудопроявления Талойского, Чининско-Амалатского и других рудных районов.

Таким образом, рассмотренные генетические типы и рудные формации молибденовых месторождений показывают широкое развитие молибденового оруденения на территории Западного Забайкалья.

Некоторые вопросы генезиса молибденового оруденения

Все молибденовые месторождения и рудопроявления, известные на территории Западного Забайкалья, являются эндогенными и пространственно связаны с гранитоидными породами. Последние большинством исследователей (П. И. Налетов и др. [11], Г. Л. Падалка [1, 2], А. А. Якшин [12], Ю. Л. Зак [13], Е. В. Смолянский [6] и др.) относятся к каледонскому и мезозойскому возрастам, хотя молибден в незначительных количествах устанавливается и с интрузиями более раннего возраста.

Оруденение, в основном, тяготеет к интрузиям гипабиссальной фации, о чем говорят форма и размеры интрузивных тел, порфировидная структура породы, широко развитые контактово-метасоматические процессы и самый характер оруденения.

* Доклад, прочитанный Н. А. Хрущевым на совещании по методике геолого-съемочных и поисковых работ в районах Восточной Сибири и Дальнего Востока, Чита, 1956.

Наиболее крупные молибденовые месторождения связаны со штокообразным и куполовидными интрузивными телами кислого состава. Интересно отметить и тот факт, что во многих рудных районах устанавливается тесная локальная связь даек и оруденения, как, например, на юге Западного Забайкалья между дайками микрогранитов, аплитов и кварц-молибденитовыми жилами (Л. М. Афанасьев [14]), на юге Армении между дайками гранодиорит-порфиров и медно-молибденовым оруденением (И. Г. Магакьян [15]). По-видимому, одни и те же трещины служили путями как для внедрения дайковых тел, так и для отложения в них рудного материала.

В некоторых рудных полях устанавливается определенная зональность в размещении различных генетических типов месторождений молибдена по отношению к гранитоидным массивам. Наиболее высокотемпературные образования — пегматиты, содержащие молибденит, обычно залегают в теле самого массива, либо в его краевой части, грейзены и скарны локализуются в области контакта, а менее высокотемпературные рудные жилы встречаются на удалении от контакта иногда в несколько километров.

По петрографическому составу молибденовое оруденение чаще всего генетически или парагенетически связано с наиболее кислыми и наиболее поздними по времени внедрения породами отдельных интрузивных комплексов, с гранит-порфирами на Джиде, с лейкократовыми гранитами на Чемуртае, Балбагаре, с порфировидными гранитами в Ципикане, в Чининско-Амалатском и Талойском рудных узлах. Подобная закономерность для молибденовых месторождений С. Д. Поповым [16] устанавливается и для других рудных районов СССР на основании анализа большого фактического материала. Особенно отчетливо проявляется в некоторых районах локальная связь молибденита с пегматитами (Муйский хр.), аплитами, а также с сопровождающими их высокотемпературными кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми жилами (Ципиканское, Эранинское месторождения). Спектральными анализами в гранитах установлены свинец, медь, молибден, стронций, ванадий, галлий, иттрий, цирконий, титан, т. е. те же элементы, которые обнаруживаются в рудных телах. Связь молибденовых месторождений с породами основного и ультраосновного состава не наблюдается.

Специфика оруденения отдельных магматических комплексов, различающихся по составу, зависимость между фацией глубинности и зональностью оруденения позволяют думать о тесной генетической связи молибденового оруденения с кислыми интрузивами. Однако оруденение не всегда связано с теми интрузивами, в пространственной связи с которыми находится, скорее эта связь парагенетическая, обусловленная общностью магматического очага, явившегося источником и металлов и образованных в процессе дифференциации отдельных интрузивных тел. Молибденовых руд собственно магматического типа на территории Западного Забайкалья, как и в пределах других регионов Союза, не обнаружено, что говорит о более позднем выделении молибденита по отношению к образованию породообразующих минералов интрузивных пород. Признаки молибденового оруденения встречаются в связи с пегматитами, генетически связанными с гранитами, гранодиоритами и, реже, сиенитами. Прямой генетической связи между пегматитами и рудными жилами нигде не установлено. Однако общий состав рудных минералов, таких, как пирит, молибденит, халькопирит и др., а также состав элементов примесей свидетельствуют об общем источнике пегматитов и рудных жил. При этом устанавливается, что пегматиты, как правило, не дают промышленных молибденовых месторождений.

Подавляющая часть молибденового оруденения Западного Забайкалья связана со скарнами и гидротермальными образованиями. При образовании скарнов вначале выделялись высокотемпературные силикатные минералы, такие, как пироксены, амфиболы, гранат, эпидот, волластонит и др., а затем отложились магнетит, гематит, шеелит, пирротин, молибденит, халькопирит, сфалерит и галенит. Наличие в скарнах флюорита, турмалина и амфиболизация пироксенов свидетельствуют, что молибден выносился из магмы в виде летучих соединений. Интересно отметить, что в скарновых месторождениях отложение молибденита является более поздним, чем шеелита, и накладывается на ранее образованные скарны, причем отложение молибденита приурочивается к кварцевым прожилкам и участкам, подвергшимся окварцеванию. Любопытно и то, что молибденит и шеелит ассоциируются с теми скарновыми породами, которые содержат пирротин (Амольское месторождение). Подобная ассоциация известна и в скарнах Средней Азии (И. М. Ефименко [17]). В других случаях молибденит резко разделен с шеелитом. Так, контактовые молибденовые месторождения Богословского округа на Сев. Урале и месторождение Азегур во французском Марокко шеелита не содержат (В. Д. Тимофеев [18]). Не обнаружено шеелита и на Мальтинском месторождении в Западном Забайкалье.

Гидротермальные жильные месторождения пользуются наибольшим развитием. Во всех месторождениях молибденит парагенетически связан с кварцем гидротермального происхождения, что является основным доводом в пользу отложения молибденита из гидротермальных растворов. Действительно, в пегматитах бассейна Баргузина и Ципикана, в скарнах Джидинского рудного района, Мальтинского месторождения, Икатского рудного поля и Витимканского месторождения, в многочисленных жильных месторождениях, — всюду молибденит тесно связан с кварцем, который проявляется в виде мелких прожилков, жил и в различной степени окварцованных пород.

В некоторых месторождениях молибденит встречается вместе с гюбнеритом (Байбинское) или шеелитом (Амольское). Однако работы геологов, занимавшихся изучением этих месторождений, показано, что гюбнерит и шеелит отлагались раньше молибденита. Из других рудных минералов совместно с молибденитом встречаются гематит, магнетит, пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, иногда сфалерит, галенит, борнит, блеклые руды и др. Но связь этих минералов с молибденитом, за исключением пирита и халькопирита, не является постоянной.

Поисковые признаки на молибден

Анализ геологических условий нахождения молибденовых месторождений, их типов и генезиса позволяет сделать ряд выводов о поисковых признаках на молибден.

Поскольку молибденовые месторождения всех генетических типов, известных на территории Западного Забайкалья, как уже сказано выше, тесно связаны с кислыми интрузивами, есть основание предполагать возможность встречи молибденового оруденения либо в самих интрузивах кислого состава, либо в их контактовом ореоле. Но не все разновозрастные гранитоидные интрузивы одинаково перспективны. Наиболее благоприятными для молибденового оруденения в Западном Забайкалье (Джидинский рудный район, Мальтинское, Амольское, Орекит-

канское месторождения) являются интрузии гранитов каледонского и мезозойского возрастов. По петрографическому составу, как уже сказано выше, молибденовое оруденение чаще всего генетически или парагенетически связано с наиболее кислыми и наиболее поздними по времени внедрения породами отдельных интрузивных комплексов, гранит-порфирами или лейкократовыми биотитовыми гранитами. Исследования последних лет также показывают тесную генетическую связь молибденового оруденения в северо-восточной части Удино-Витимской зоны с мелкозернистыми, иногда лейкократовыми гранитами (Ореkitканское, Калаканское, Тундакское и другие рудопроявления).

Глубина эрозионного среза гранитных тел имеет также большое значение. Наиболее благоприятными в этом отношении оказываются сравнительно небольшие, слабо вскрытые массивы штокообразной и дайкообразной формы. В глубоко эродированных внутренних частях интрузивов, занимающих сотни и тысячи квадратных километров, месторождения, генетически связанные с ними, обычно отсутствуют, да и контактовые зоны их бедны. Однако в таких интрузивах могут находиться тела более молодых интрузивных пород, с которыми часто связывается молибденовое оруденение.

Одним из важных поисковых признаков на молибден в пределах Западного Забайкалья служит структурный фактор и в первую очередь металлогенические зоны, протягивающиеся на сотни километров обычно в северо-восточном направлении (Витимкано-Муйская, Удино-Витимская), в пределах которых выделяются отдельные, строго очерченные рудные узлы с приуроченными к ним рудными месторождениями. Особенно благоприятными для молибденового оруденения являются участки, где сочетаются разновозрастные структуры, ориентированные в различных направлениях. В таких участках обычно образуются зоны дробления и трещиноватости, в которых локализуются штокверковые или прожилковые месторождения (Ореkitканское месторождение).

Рудные узлы или поля, содержащие ряд месторождений, возникают чаще всего вблизи контролирующих глубинных разломов, в местах пересечения с ними тектонических нарушений иных направлений (Калаканское рудопроявление). В таких участках легче всего создаются глубокие выводные каналы для магматических расплавов и постмагматических растворов. На поверхности они проявляются в выходах штокообразных интрузивов и даек кислых, ультракислых и основных пород лампрофирового и порфирирового типов, в выходах рудных месторождений и рудопроявлений. Размещение рудных месторождений подчинено не самым крупным разломам, а приурочено к более мелким разломам и трещинам, сопряженным с главными (Булуктаевское). Иногда они могут находиться в удалении от основного контролирующего разлома на расстоянии в сотни метров и даже километры.

Жилы, скарны и штокверки в Западном Забайкалье являются основными рудными телами в большинстве известных молибденовых месторождений промышленного типа.

Контакты изверженных и вмещающих их осадочно-метаморфических пород являются благоприятными участками для локализации оруденения. При тектонических напряжениях, развивающихся в такой системе, наиболее ослабленные участки развиваются в непосредственной близости от контактов. Рудные тела располагаются либо вдоль самой поверхности контактов, либо на некотором удалении в сфере их влияния (Балбагарское месторождение). Повторные тектонические подвижки и внутрирудные нарушения, сопровождаемые раздроблением пород, также проявляются преимущественно вдоль контактов. Особо благоприят-

ятными в пределах контактов оказываются участки искривлений, пересечения контактов с разломами, а также места их соприкосновения с карбонатными породами. В последних чаще всего и образуются молибденовые месторождения скарнового типа. Для таких месторождений (Мальтинское, Амольское) характерны наличие скарновых минералов, реликтов измененных пород, контактовых роговиков, окварцевание, присутствие молибденита, шеелита, пирротина, повеллита, пирита, галенита, сфалерита, халькопирита и др.

Образование молибденовых месторождений, обусловленных постмагматической деятельностью, обычно сопровождается более или менее интенсивным гидротермальным изменением вмещающих пород. Последние наиболее легко подвергаются изменению вдоль разломов, по трещинам, в контактах, вдоль поверхностей напластования. Особенно благоприятными для гидротермального воздействия оказываются участки мелкой трещиноватости между крупными разломами и трещинами и деформированные участки компетентных пород. Такие условия приводят к образованию больших площадей метаморфизованных пород, в которых иногда содержится оруденение. Оруденелые участки могут составлять или отдельные мелкие тела, или крупные по размерам рудоносные зоны вкрапленного, прожилково-вкрапленного и штокверкового характера. Молибденовые месторождения в гранитах обычно сопровождаются окварцеванием, грейзенизацией, серицитизацией и пиритизацией и в сланцах — хлоритизацией, турмалинизацией и серицитизацией. При этом наиболее широко развитой оказывается серицитизация пород. На некоторых месторождениях, помимо отмеченных выше изменений пород, проявляется карбонатизация, но она, как правило, характеризует последнюю стадию. Наличие на значительных площадях измененных пород свидетельствует о больших мощностях процесса минерализации, что является благоприятным признаком. При этом вмещающие породы полностью утрачивают свою первичную структуру и вещественный состав. Присутствие биотита, как минерала, наиболее легко поддающегося изменению, вблизи молибденосодержащих рудных тел свидетельствует о слабом проявлении гидротермальной деятельности и не дает оснований ожидать открытия здесь крупных промышленных месторождений.

Одним из главных указаний о перспективности территории Западного Забайкалья на молибден является нахождение рудопроявлений молибдена на рассматриваемой территории и частая их встречаемость. Так, открытие крупного Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения в Джидинской структурно-металлогенической зоне послужило основанием для постановки поисковых работ на редкие металлы в этом рудном районе, которые привели к открытию Булуктаевского, Долон-Модонского, Байбинского, Чемуртаевского, Студенческого месторождений и ряда других рудопроявлений. В пределах Удино-Витимской зоны после обнаружения рудопроявлений Оректинского и Мальтинского были выявлены Бугорихтинское, Юмурченское, Тусанихинское, Калаканское, Тунакское и несколько рудных точек с молибденовым оруденением. Надо сказать, что это особо благоприятная металлогеническая зона для обнаружения промышленных молибденовых месторождений.

В Витимкано-Муйской структурно-металлогенической зоне открытие Амольского и Ципиканского рудопроявлений молибдена послужило толчком к выявлению молибденового оруденения в Гаргинском, Чининском, Амолатском, Талойском, Муйском и других рудных районах. Это дает основание ожидать, особенно в районах, недостаточно изученных, обнаружения новых месторождений подобного же типа. Объясняется это тем,

что рудные поля и месторождения располагаются вблизи глубинных каналов, выведших из магматических бассейнов расплавы и постмагматические растворы. Поэтому обнаруженные рудные поля должны быть подвергнуты всестороннему изучению с выяснением их структуры и закономерностей распределения в них минеральных комплексов.

Молибденит — минерал очень мягкий, он легко истирается при транспортировке. Поэтому нахождение его в шлихах даже в небольших количествах указывает на вероятную близость и коренных источников. Особенно это следует учитывать при поисках молибденовых месторождений в Удино-Витимской и Витимкано-Муйской структурно-металлогенических зонах, где очень часто при шлиховых опробованиях небольших ключей обнаруживается молибденит.

Как поисковый признак молибденовых месторождений может быть использована зона окисления. Молибденит, попадая в зону окисления, становится неустойчивым и в конечном итоге превращается в ферримоллибдит и повеллит. Присутствие большого количества сульфидов, особенно пирита, дающего при разложении свободную серную кислоту, значительно ускоряет этот процесс и может привести к тому, что минералы молибдена будут совершенно выщелочены. Тогда на месте молибденита остаются характерные поры от выщелачивания. С поверхности рудные тела молибденовых месторождений оказываются лимонитизированными, в них наблюдаются желтые и буровато-желтые охры, кварц становится пористым. Грунтовые воды приобретают кислую реакцию; $pH = 3-6$. Спектральными анализами в водах обнаруживается повышенное количество молибдена, меди, свинца, железа и др.

Заключение

Характерной чертой молибденового оруденения Западного Забайкалья является постоянная связь его с кислыми изверженными породами в основном гранитного ряда. Эта особенность молибденового оруденения проявляется и в других рудных районах, в частности, в Восточном Забайкалье, Дальнем Востоке, Восточном Саяне и Туве.

Наиболее крупные молибденовые месторождения (Амольское, Первомайское) связываются с интрузивной деятельностью каледонского и мезозойского возрастов. Протерозойские и архейские интрузивы являются малоперспективными для открытия новых месторождений молибдена промышленного значения как вследствие значительной эродированности этих интрузивов, так и глубинности их формирования. Граниты, с которыми связываются молибденовые месторождения, характеризуются присутствием Li, Be, B, F, S, Sc, Fe, As, Sb, Bi, Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, V, W, Mo, причем Mo находится в повышенных против кларка количествах.

В Западном Забайкалье молибденовые месторождения и рудопроявления в основном приурочены к определенным линейно вытянутым зонам северо-западного (Джидинская) и северо-восточного (Удино-Витимская, Витимкано-Муйская, Бодайбинская) направления, в которых на отдельных интервалах выделяются рудные узлы или оруденелые участки. Среди известных месторождений и рудопроявлений молибдена в пределах рассматриваемой территории установлены все генетические типы и рудные формации, кроме прожилково-вкрапленных руд молибденит-халькопиритовой формации и месторождений экзогенного типа. Все выявленные месторождения молибдена, за исключением Жи-

динского рудного поля, изучены слабо. Наличие большого количества молибденовых рудопоявлений в различных частях территории Западного Забайкалья свидетельствует о перспективности этого региона на обнаружение молибденовых месторождений промышленного типа. Особенно благоприятными в этом отношении являются Витимкано-Муйская и Удино-Витимская структурно-металлогенические зоны, где четко вырисовываются различные по петрографическому составу гипабиссальные интрузивы, дизъюнктивные нарушения, сопровождаемые малыми интрузивами, зоны дробления, смятия, трещиноватости, наличие контактовых роговиков, скарнированных пород и скарнов, а также присутствие прожилковых зон (Ореkitканское месторождение) с признаками молибденового и вольфрамового оруденений.

Восточно-Сибирский филиал
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
1/X 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. Л. Падалка, Молибденовое оруденение Восточного Забайкалья. Фонды ВСЕГЕИ, 1947.
2. Г. Л. Падалка, О закономерностях распределения молибденовых проявлений в связи с рудоносными интрузивами Восточной Сибири. Фонды ВСЕГЕИ, 1948.
3. П. М. Хренов, Н. И. Рафиенко, Некоторые вопросы металлогении редких металлов Северо-Восточного Забайкалья. Тезисы доклада, Совещание по металлогении Западного Забайкалья, Иркутск, 1956.
4. Ф. К. Курьянов, Молибденовое оруденение северной части Западного Забайкалья. Тезисы доклада, Совещание по металлогении Западного Забайкалья, Иркутск, 1956.
5. К. П. Калинин, Объяснительная записка к листу № 49. Рукопись, фонды ИГУ, 1956.
6. Е. В. Смолянский, К металлогении Джидинского рудного района. Тезисы доклада, Совещание по металлогении Западного Забайкалья, Иркутск, 1956.
7. В. А. Монин, Отчет Баргузинской партии о геолого-поисковых работах в районе верхнего Витима за 1940 г. Рукопись, трест «Золоторазведка», 1941.
8. Н. И. Михно, Очерк редкометального и золотого оруденения Баргузинской тайги. Рукопись, фонды ИГУ, 1942.
9. А. К. Гусева, Очерк полезных ископаемых Баргузинской тайги. Рукопись, фонды ИГУ, 1942.
10. М. Н. Шемелин, Краткая записка о молибденовых месторождениях Баргузинской тайги. Рукопись, фонды Циликанского приискового управления, 1941.
11. П. И. Налетов, К. А. Шалаев, Т. Т. Деуля, Геология Джидинского рудного района. Тр. Вост. Сиб. геол. упр., ОГИЗ, М., 1941.
12. А. А. Якжин, Эндогенные металлогенические провинции Забайкалья и южной части Дальнего Востока, 1955.
13. Ю. Л. Зак, Отчет Романовской поисково-разведочной партии за 1947—1949 гг. Рукопись, фонды ИГУ.
14. Л. М. Афанасьев, Гранитонды бассейна р. Джиды и основные черты их металлогенности (Западное Забайкалье), 1954.
15. И. Г. Магакьян, Металлогения Армении, 1954.
16. С. Д. Попов, О генетической связи олово-вольфрамово-молибденовых месторождений с интрузивами и поиски их на территории СССР. Материалы по изуч. произв. БМ АССР, Улан-Удэ, 1955.
17. И. М. Ефименко, О молибдените в скарновых породах Средней Азии. Разведка недр, № 19, 1936.
18. В. Д. Тимофеев, Поисковые признаки на шеелит в скарнах Минусинского района. Изв. АН СССР, № 5, 1939.

Ю. А. ЧЕРНОВ

ОЧЕРК ТЕКТОНИКИ КОТЕРО-МУЙСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Котеро-Муйский водораздел представляет собой труднодоступную высокогорную область Северного Забайкалья (Б.-М. АССР), геологическое строение которой изучено очень слабо. В этом районе в 1954—1955 гг. трестом «Сибгеолнеруд» при участии автора статьи проводились геолого-съёмочные работы.

Маршрутные исследования Котеро-Муйского междуречья (В. К. Котульский [1] и др.) не внесли ясности в природу складчатых структур этого района.

На изученном участке наиболее распространены магматические породы кислого, реже среднего, состава, которые прорывают древний (докембрийский) осадочно-метаморфический комплекс.

Как показали работы 1954—1955 гг., в геологическом строении Котеро-Муйского водораздела принимает участие комплекс метаморфических и магматических пород, условно отнесенных нами к верхнему протерозою. Более молодых по возрасту пород, кроме рыхлых образований кайнозоя, не наблюдается.

Нормальный стратиграфический разрез Котеро-Муйского водораздела имеет, по нашим наблюдениям, следующий вид (снизу) (основание неизвестно):

А. Верхний протерозой ($Pt_2?$).

Анадзьянская (Няндоненская) свита.

1. Первая подсвита — кварц-биотитовые, биотит-плагиоклазовые, гранат-биотит-плагиоклазовые гнейсы с пропластками карбонатных пород и амфиболитов. Видимая мощность 450—500 м.

2. Вторая подсвита — доломиты. Мощность 50—75 м.

3. Третья подсвита — биотит-плагиоклазовые, гранат-биотит-плагиоклазовые, гранат-роговообманково-биотит-плагиоклазовые гнейсы с пропластками двуслюдяных гнейсов и линзами амфиболитов. Мощность 1300 м.

4. Четвертая подсвита — доломиты с линзами гранат-биотит-плагиоклазовых гнейсов и известняков. Мощность 75—100 м.

5. Пятая подсвита — гранат-биотит-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые, гранат-биотит-хлоритовые, серицит-кварцевые гнейсы и кристаллические сланцы с пропластками амфиболитов, гранат-мусковит-плагиоклазовых гнейсов и карбонатных сланцев. Мощность 1050—1150 м.

6. Шестая подсвита — доломиты, сменяющиеся по простиранию карбонатными сланцами. Мощность 175—200 м.

7. Седьмая подсвита — карбонатные углистые, серицит-карбонатные, глинистые, хлорит-биотитовые, серицит-хлоритовые пиритизированные сланцы с прослоями черных мелкозернистых известняков. Мощность 400—550 м.

Б. Баргузинский магматический комплекс (верхний протерозой).

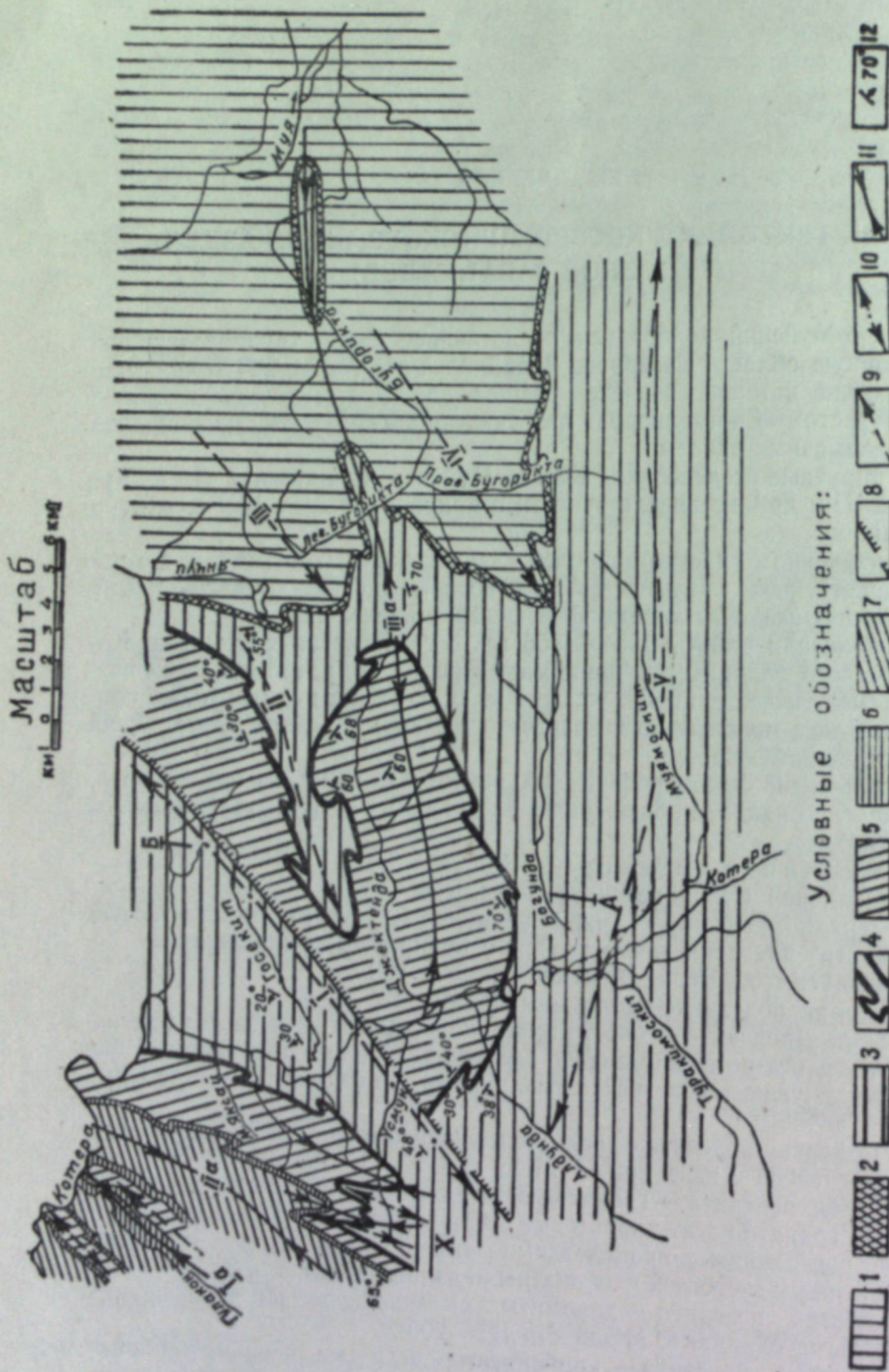


Рис. 1. Схема тектоники осадочного комплекса верхнего протерозоя (без магматических пород). Котеро-Муйский водораздел, Северо-Западное Забайкалье.

Условные обозначения: 1 — первая подсвита, 2 — вторая подсвита, 3 — третья подсвита, 4 — четвертая подсвита, 5 — пятая подсвита, 6 — шестая подсвита, 7 — седьмая подсвита, 8 — зона тектонического нарушения, 9 — шарнир антиклинальной структуры, 10 — пятая под-
 Антиклинальные структуры: I — Госекитская, II — Джектендинская, III — Лево-Бугориктинская, IV — Право-Бугориктинская.
 Синклинальные структуры: Ia — Гулаконская, Ib — Нинюльская, IIa — Главная «Водораздельная», IIb —

8. Интрузия габбро, гранодиоритов, диоритов.
9. Интрузия биотитовых, микроклиновых, порфиroidных гранитов.
10. Жильная фация — гранит, пегматиты, гранит-пегматиты, кварцевые жилы, диабазы, акериты.
- В. Раннекаледонский магматический комплекс ($Pt_2 - Cm_1?$).
11. Дайки гранит-порфира с сульфидным оруденением, кварцевые, кварц-карбонатные жилы.
- Г. Кайнозой.
12. Делювиальные, аллювиальные и флювиогляциальные отложения, пески и суглинки Муйской впадины. Мощность до 100 м.

Участок Котеро-Муйского водораздела входит в состав южного крыла сложного синклинория протерозойского возраста (Л. И. Салоп [2]), центральная часть которого расположена к северо-западу от изученной территории в бассейне р. Няндони, левого притока р. Котеры. На тектонической схеме* (рис. 1) видно, что в пределах междуречья рек Котера и Муя развиты структуры с веерообразным направлением осей складок, осложненные дизъюнктивным нарушением (сбросом?).

Зона разлома делит пополам угол между крайними направлениями — широтным и меридиональным — осей веерообразно расположенных складок. Азимут простирания этой зоны примерно 45° . В результате этого на юго-восточном (поднятом) крыле преобладающим направлением осей складок является северо-восточное и субширотное, а на северо-западном (опущенном) крыле — северо-северо-восточное и меридиональное. Зона разлома в пределах бассейна р. Котеры, в ее среднем течении, проходит от устья р. Алдунды, левого притока р. Котеры, прослеживаясь на северо-восток до верховий Верхнего Котеромоскита, левого притока р. Янчуя.

Внедрение магматических пород, по-видимому, оказало слабое влияние на пространственное положение складчатых структур. Малые интрузии гранит-пегматитов тяготеют к зоне разлома, иногда пересекаются ею. Распределение пегматитовых тел контролируется разрывным нарушением. Основная масса жил и инъекций пегматитов располагается к югу от зоны разлома. Незначительное количество жил, выходящих на дневную поверхность в северной зоне, связано с неглубоким эрозионным срезом, в результате чего пегматиты остались на глубине.

На изученном пространстве Котеро-Муйского водораздела (площадью 400 км^2) развиты следующие складчатые структуры (рис. 1): антиклинали Джектендинская, Лево-Бугориктинская, Право-Бугориктинская, Котерская; синклинали Главная «Водораздельная», Гулаконская, Нинюльская.

Каждая крупная структура осложнена более мелкими складками, среди которых наблюдаются остроугольные асимметричные, параллельные и складки волочения. Развиты также трещины кливажа. Коротко остановимся на характеристике выделенных структур.

Джектендинская антиклиналь ориентирована в северо-восточном направлении и расположена на правом склоне р. Котеры в бассейне рек Джектенда и Госекит. Ее шарнир проходит по правому склону реки Джектенды вблизи водораздела. В приустьевой части р. Джектенды наблюдается периклинальное замыкание структуры и воздымание шарнира в юго-западном направлении.

* На участках массового развития магматических пород (восточная и центральная части площади) структура осадочного чехла верхнего протерозоя восстановлена по многочисленным остаткам кровли метаморфических образований.

По форме она является асимметричной антиклинальной складкой (рис. 2), северное крыло которой залегает более полого ($10-30^\circ$), чем южное ($60-70^\circ$). Метаморфические породы на крыльях структуры дополнительно смяты в изоклинальные складки более высокого порядка с разнообразными углами падения. Ядро антиклинали сложено парапорадами третьей подсвиты.

К востоку от Джектендинской антиклинали в бассейне р. Бугорикты, правого притока р. Муи, прослеживаются две антиклинальные структуры, разграниченные Главной «Водораздельной» синклиналиной складкой.

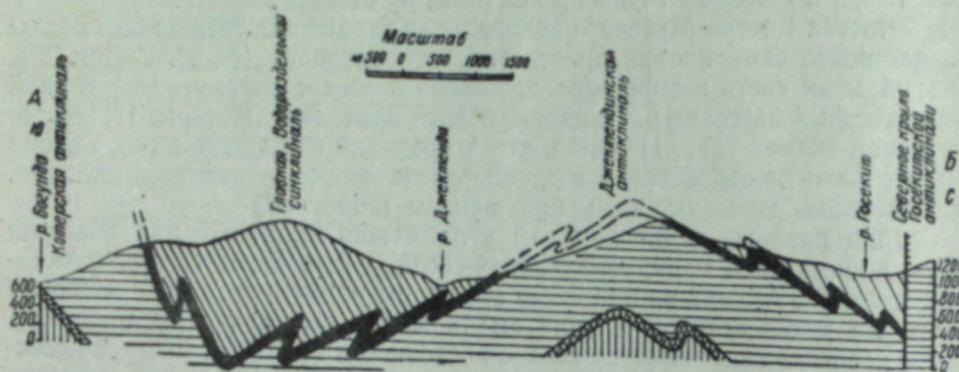


Рис. 2. Схематический геологический профиль водораздела рек Богунда — Госекит. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

Лево-Бугориктинская антиклиналь имеет северо-восточное простирание и занимает пространство верховьев рек Левая Бугорикта и Янчуй. Углы падения крыльев крутые ($60-70^\circ$). К юго-востоку от Лево-Бугориктинской антиклинали, в бассейне р. Правой Бугорикты, располагается Право-Бугориктинская антиклинальная структура. Шарнир ее ориентирован на северо-восток.

Оси складок обеих антиклиналей плавно погружаются на юго-запад. Осадочно-метаморфические породы, слагающие эти структуры, являются наиболее древними (первая и вторая подсвиты).

В пределах изученного водораздельного пространства выделяется Котерская антиклиналь, которая представлена только своим северным крылом. Шарнир складки в плане представляет дугу, обращенную выпуклостью к югу, и имеет широтное простирание с некоторым отклонением к юго-востоку или северо-западу. Эта часть структуры сложена породами второй, третьей, четвертой подсвит.

Котерская антиклиналь, особенно в бассейне р. Алдунды, осложнена серией мелких складок с остроугольными замками, часто сменяющимися одна другую. Углы падения крыльев крутые ($40-70^\circ$).

По левому склону долины р. Джектенды и далее на восток проходит ось Главной «Водораздельной» синклиналиной складки. В плане шарнир ее имеет вид слабо извилистой линии, ориентированной почти широтно. В западной части рассматриваемой площади, в долине р. Котеры, ось структуры плавно поворачивается к северо-западу и обрывается сбросом. В пределах Муйской впадины простирание оси почти широтное. Из схемы тектоники видно, что шарнир структуры (по простиранию) испытывает то плавные погружения, то поднятия, в результате которых возникли три отдельных синклиналиных прогиба различных размеров. Наиболее крупный из них занимает бассейн р. Джектенды, другой

расположен по обоим склонам р.левой Бугорикты, а третий — в нижнем течении р. Бугорикты.

Синклиналиная структура также асимметрична, и северное крыло ее более полого, чем южное (от 30° до 65°). Ядро складки сложено плагногнейсами пятой подсвиты (рис. 2).

К северо-западу от тектонического нарушения, которое фиксируется зоной катаклазированных пород, происходит резкое изменение пространственного положения складчатых структур. Господствующим простиранием осей складок различного порядка на этой площади является меридиональное или субмеридиональное, в противоположность широтному или северо-восточному для южной зоны. По долине р. Котеры, на Котеро-Гулаконском водоразделе, развиты осадочные, но, возможно, и эффузивно-осадочные образования (подсвиты 3—7). Степень метаморфизма этих пород возрастает по направлению на юго-восток, в сторону гранитного массива. Границей различных фаций метаморфизма служит зона тектонического нарушения.

В северо-западной части площади располагаются Нинюльская и Гулаконская синклинали и северо-западное крыло Госекитской антиклинали. Наибольшей по размерам является Госекитская структура, которая прослеживается из бассейна р. Усмуна, левого притока р. Котеры, в северо-восточном направлении (бассейн р. Госекита). Ось складки проходит примерно по зоне разлома и плавно изменяет свое простирание с северо-восточного до меридионального. Углы падения крыльев $30-50^\circ$. Метаморфические породы, выходящие в ядро структуры, представлены разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами третьей подсвиты. Помимо зоны главного тектонического нарушения, развита система мелких подвижек, осложняющих структуры. В бассейне р. Котеры, ниже устья Малого Якса, метаморфические породы, слагающие северо-западное крыло Госекитской антиклинали, рассечены серией параллельных, близко расположенных трещин, по которым наблюдаются смещения небольшой амплитуды ($5-50$ см). Азимут падения их 255° , угол падения $75-80^\circ$.

В долине Усмуна, левого притока р. Котеры, на северо-западном крыле Госекитской антиклинали располагается несколько узких синклиналиных и антиклинальных складок (Усмунские структуры). Углы падения крыльев их колеблются в пределах $35-65^\circ$. Направление осей складок близко к меридиональному.

Выровненное водораздельное пространство между реками Котера и Гулакон занято Нинюльской синклиналию. Ось ее ориентирована почти меридионально. Структура имеет обычное асимметричное строение: западное крыло ее более полого (30°), чем восточное ($50-65^\circ$). В ядре синклинали залегают стратиграфически наиболее молодые образования докембрийского разреза Котеро-Муйского междуречья (седьмая подсвита).

В устьевой части Гулакона, левого притока р. Котеры, развита Гулаконская синклиналиная складка, соприкасающаяся с двумя антиклиналями, в ядрах которых выходят метаморфические образования пятой подсвиты. Углы падения крыльев складок крутые ($40-60^\circ$).

Возраст древней геологической формации и складчатости, создавшей серию описанных выше линейных структур, осложненных зоной разлома, мы определяем условно как верхнепротерозойский.

По представлениям Е. В. Павловского [3], Н. А. Флоренсова [4] и др., на территории Байкальского нагорья активно проявлены процессы позднедокембрийской складчатости. Созданные ими линейные структуры ориентированы в основном в северо-восточном направлении, унаследо-

ванном от более древних — архейских, и протерозойских — складчатых сооружений. Многолетние региональные исследования показали, что в пределах Икатского, Баргузинского, Северо- и Южно-Муйского хребтов наблюдаются локальные резкие изменения простираний осей складок с северо-восточного на северо-западное.

Согласно воззрениям Е. В. Павловского [3], составившего новую тектоническую карту Саяно-Байкальского нагорья, смена простираний складчатых сооружений тесно связана со структурой древнего фундамента.

Интересно отметить развитие веерообразного (в плане) расхождения направления шарниров складок на Котеро-Муйском водораздельном пространстве. Подобные явления известны также в верхнепротерозойском складчатом комплексе Икатского хребта [5].

Одним из главных элементов в структуре участка Котеро-Муйского водораздела, как установлено нами, является зона разрывного тектонического нарушения. Она делит единую разновозрастную складчатую структуру с веерообразным расхождением в направлении шарниров на два участка с различной ориентировкой складок. Как отмечалось выше, в пределах северного участка оси структур имеют в основном меридиональное простирание. На остальной площади они ориентированы в северо-восточном, а чаще в широтном направлении. Расхождение осей складок в пределах водораздела, вероятно, также связано со структурными особенностями древнего фундамента.

На водораздельном пространстве рек Котера и Муя могут существовать разрывные нарушения, по крайней мере двух возрастных типов: древние (докембрийские и раннепалеозойские) и молодые (мезо-кайнозойские).

Для Байкальской горной области известна серия крупных древних глубинных разломов, которые сопровождались более мелкими недолговечными зонами тектонического нарушения такого же типа, с каким мы имеем дело на Котеро-Муйском междуречье.

Влияние тектонического нарушения на характер нормального разреза, на распределение жильных производных, пегматитовых жил, фаций метаморфизма свидетельствует о его относительной древности. Мощная толща пород, судя по разрезу, отлагалась в единый цикл осадконакопления без признаков стратиграфического или углового несогласия. В разрезе не зафиксированы конгломераты, которые могли бы свидетельствовать о перерыве или местном размыве при отложении осадков.

Литологический состав древней толщи, разделенной зоной тектонического нарушения, остается постоянным при некотором изменении степени контактового метаморфизма. Это обстоятельство не может служить надежным критерием для отнесения к различному возрасту пород, сходных по вещественному составу, но отличающихся пространственной ориентировкой.

Анализ фактического материала позволяет сделать вывод, что зона нарушения возникла в конечные этапы протерозойской складчатости (синийский, рифейский, байкальский этапы) или в начальную стадию раннекаледонского тектогенеза. Можно предположить, что в эпоху каледонской складчатости произошло некоторое подновление зоны разлома. Мелкие разрывные нарушения, густая сеть трещин отдельности, широко развитых на Котеро-Муйском водораздельном пространстве, в своем большинстве сингенетичны главному разрывному нарушению. С серией трещин тесно связана пространственная ориентировка жильных тел пегматитов. Чаще всего встречаются трещины и жилы пегматитов северо-восточного простирания с элементами залегания — азимут падения ЮВ

110°, угол падения 40—50°. При сравнении пространственного положения зоны разлома, трещин отдельности и жильных тел видно, что они большей частью параллельны друг другу. Вероятно, при завершающих этапах верхнепротерозойского тектогенеза до момента образования главной зоны разлома серии трещин северо-восточного простирания были подновлены, и по ним произошло отложение жильной массы.

Поскольку зона разлома в рельефе морфологически не выражена, можно сделать вывод, что в период кайнозойских движений она ничем не проявила себя.

Известно, что большинство разрывных нарушений Западного Забайкалья, имеющих неотектоническое происхождение, отчетливо прослеживается в современном рельефе.

Вещественный состав осадков, образующих семичленный разрез метаморфической свиты Котеро-Муйского водораздела, их мощность, отсутствие фауны свидетельствуют об их отличии от разреза нижнего кембрия, развитого в северной части Баргузинского хребта [6]. Поэтому у нас нет оснований относить описанные выше толщи осадочно-метаморфических пород и складчатые структуры к раннепалеозойским (салаирским, каледонским).

Наши наблюдения показывают невозможность отнесения складчатых сооружений Котеро-Муйского водораздела к архейским, как это считалось раньше. Благодаря исследованиям Д. С. Коржинского [7, 8], Н. В. Фроловой и Н. Ф. Клековкина [9] и многих других геологов стало известно, что для древнейших — архейских — образований специфичны особый литологический состав отложений, большая мощность, высоко-температурный региональный характер метаморфизма, обилие ультра-метаморфических (палингенных) гранитов, а также развитие субщелочных гранитов типа аляскитов. Простирание осей складчатых структур для архея — главным образом северо-восточное. В архейском этапе тектогенеза господствуют пликвативные типы дислокаций.

При сравнении геотектонических условий Котеро-Муйского междуречья с архейским комплексом наиболее полно выявляются их отличия в фациальном составе осадков, в типе стратиграфического разреза, характере и степени метаморфизма, в наличии разрывных нарушений в междуречье. Поэтому у нас нет также основания определить возраст осадконакопления и складчатости в пределах названного выше междуречья как архейский.

На территории Западного Забайкалья давно известны, а в последние 4—5 лет хорошо изучены отложения и структуры протерозойского возраста (Западное Прибайкалье, Икатский хребет).

Разрез осадочно-метаморфических пород Котеро-Муйского водораздела по типу осадков, их вещественному составу, мощности, степени и характеру метаморфизма можно сравнить с верхней карбонатно-сланцевой свитой Икатского верхнепротерозойского комплекса, где обнаружены остатки водорослей (*Newlandia shorica* Красноп).

Структура осадочного чехла водораздела рек Котера — Муя имеет черты некоторой унаследованности от более древних структур. Господствующим простиранием осей складок, в общем, является северо-восточное, осложненное зонами разрывных нарушений. На изученной территории так же, как в Икатском хребте, простирание осей складок иногда резко меняется с северо-восточного на северо-западное. Как результат влияния структуры древнего фундамента, на описываемом участке водораздела возникли необычные для верхнего протерозоя меридиональные и северо-западные простирания складчатых структур.

Таким образом, в результате проведенных исследований составлена

новая стратиграфическая схема древней осадочно-метаморфизованной серии верхнего протерозоя (?). Толща осадочных пород мощностью 3500—3750 м прорвана магматическими образованиями того же возраста среднего и, главным образом, кислого состава.

Тектонический анализ позволил выявить существование в пределах Котеро-Муйского водораздельного пространства складчатых структур, в общем, северо-восточного простирания с отклонениями до меридионального и широтного, осложненных зоной древнего тектонического нарушения. Разлом повлиял на распределение полей пегматитов, фаций метаморфизма и отдельных минералов в осадочных образованиях.

Восточно-Сибирский филиал
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
8/VII 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. В. К. Котульский, Геологические исследования в Баргузинском округе (1909—1913). Геологические исследования в золотоносных областях Сибири, Ленский район, вып. 7, 1910, вып. 8, 1912, вып. 9, 1913, вып. 11, 1915.
2. Л. И. Салоп, Докембрий Байкальской горной области. Тезисы докладов на Межведомств. совещании по разработке унифицированных схем Сибири, Секция стратиграфии докембрия, Л., 1956.
3. Е. В. Павловский, Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
4. Н. А. Флоренсов, Геологическое строение Бурят-Монголии (краткий очерк). Сб. Матер. по изуч. производит. сил Б.-М. АССР, вып. 1, Улан-Удэ, 1954.
5. Е. В. Павловский, П. М. Хренов, В. Г. Беличенко, Древние толщи Баргузино-Витимского района Забайкалья. Сб. Вопросы геологии Азии, т. 1, АН СССР, 1954.
6. П. Ч. Шобогоров, Новая находка кембрийской фауны в метаморфической серии Байкальской горной области. ДАН СССР, т. 106, № 3, 1956.
7. Д. С. Коржинский, Кристаллические толщи Юго-Западного Прибайкалья. Сибирская экскурсия. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгресса, т. 5, М., ОНТИ, 1937.
8. Д. С. Коржинский, Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. ИГН АН СССР, вып. 61, петрограф. серия, вып. 21, 1945.
9. Н. В. Фролова и Н. Ф. Клековки, Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. Тр. Алданской эксп. треста «Сибгеолнеруд», вып. 2, Алдан, 1945.

С. А. ГУРУЛЕВ

О СООТНОШЕНИИ СВИНЦА И ЦИНКА В ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В полиметаллических месторождениях соотношение свинца и цинка может быть различным. В большинстве известных месторождений сфалерит по количеству существенно преобладает над галенитом. Лишь в некоторых месторождениях сфалерит содержится в таких же количествах, что и галенит, или даже уступает ему по содержанию, и только в месторождениях барито-свинцовой формации галенит резко преобладает над сфалеритом.

Соотношение сульфидов свинца и цинка в полиметаллических месторождениях не служило предметом обсуждения в геологической и геохимической литературе, пока акад. А. Г. Бетехтин [1] не обратил внимание на различия в этом соотношении с точки зрения влияния режима кислорода на процессы рудоотложения.

По А. Г. Бетехтину, месторождения со значительным преобладанием цинка над свинцом формируются в условиях восстановительной среды. В тех же случаях, когда гидротермальные растворы, подходя к поверхности, в результате смешения с вадозными водами обогащаются кислородом, происходит переход анионов S^{2-} в анионы $[SO_4]^{2-}$. Изменение концентраций анионов в пользу $[SO_4]^{2-}$ должно вовлечь изменение в поведении металлов в растворах. В частности, изменяется, как полагает А. Г. Бетехтин, поведение цинка. При высоких концентрациях аниона $[SO_4]^{2-}$ «значительная часть цинка, сульфат которого является легко растворимым соединением, была удалена из мест осаждения сульфидов», чем и объясняется, по А. Г. Бетехтину, преобладание галенита над сфалеритом. Подобные примеры влияния на поведение металлов изменения режима кислорода в гидротермальных растворах в близповерхностных условиях и при возможном смешении растворов с вадозными водами ставятся на рассмотрение А. Г. Бетехтиным «...в порядке гипотетических допущений, требующих в дальнейшем тщательной проверки» [1, стр. 178].

Учитывая это, мы в настоящей статье хотим поделиться результатами наблюдений над соотношением свинца и цинка на различных глубинах рудоотложения в Намаминском полиметаллическом месторождении (Северо-Западное Забайкалье).

Рудное поле месторождения состоит из двух структурных этажей — нижнего и верхнего (рис. 1), выраженных вследствие глыбовой тектоники. Нижний структурный этаж приурочен к крупному горсту, отделяющемуся по сбросам от верхнего структурного этажа. Нижний структурный этаж сложен верхнепротерозойской (?) толщей, состоящей из метаморфических сланцев (хлоритовые, кварц-карбонатно-хлоритовые, хлорит-амфиболовые, амфиболовые), известняков, ортогнейсов, ортоамфиболитов, катаклазированных гранитов. Верхний структурный этаж складывается карбонатной свитой нижнего кембрия с прорывающими ее каледонскими изверженными породами. Амплитуда поднятия горста была не менее 2,2 км.

Полиметаллическое оруденение располагается в обоих структурных этажах, соприкасающихся по сбросу. Максимально удаленные точки полиметаллического оруденения отстоят на 1—1,5 км от сброса и соответственно на 2—3 км друг от друга. Самые сближенные точки полиметаллического оруденения расположены на расстоянии до 10—15 м от сброса (в обоих структурных этажах) или до 20—30 м друг от друга.

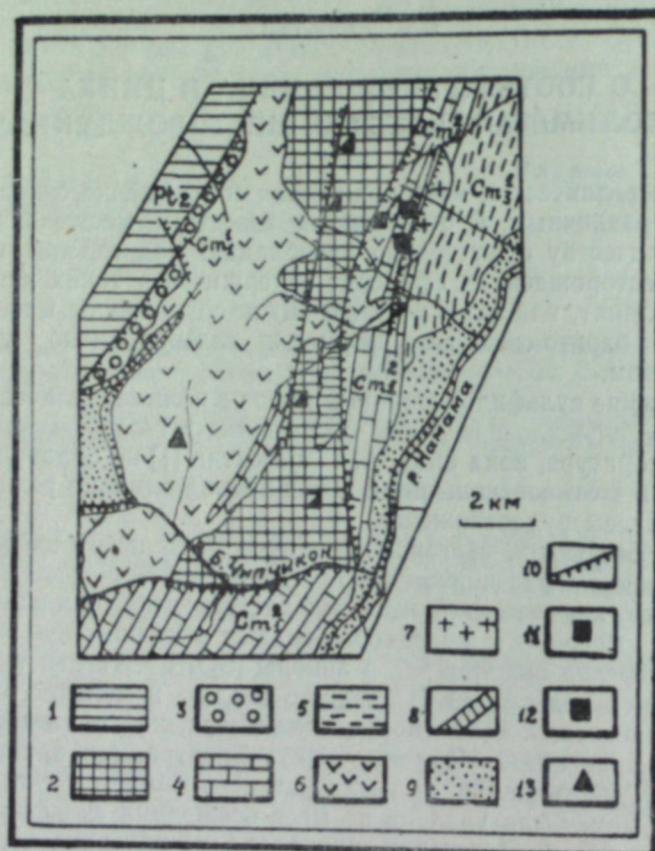


Рис. 1. Геолого-структурная схема рудного поля Намаминского полиметаллического месторождения.

1 — метаморфические сланцы Намаминской свиты — *Pt*₂; 2 — ортогнейсы и ортоамфиболиты верхнего протерозоя; 3 — конгломераты и песчаники Уколкитской свиты — *Cm*₁¹; 4 — карбонатные породы Чипчиюкской свиты — *Cm*₁²; 5 — туфогенные отложения Няндонинской свиты — *Cm*₃¹ (?); 6 — диориты; 7 — лейкократовые граниты, гранит-порфиры, кварц-порфиры; 8 — дайка ультраосновных пород; 9 — четвертичные отложения; 10 — тектонические нарушения; 11 — полиметаллическое оруденение в нижнем структурном этаже; 12 — полиметаллическое оруденение в верхнем структурном этаже; 13 — Чипчиюкское золоторудное месторождение.

Горст формировался в пострудное время, так как сбросы, его определяющие, обрывают зоны полиметаллического оруденения нижнего структурного этажа, равно как и зоны измененных окolorудных пород, сопровождающих полиметаллическое оруденение. Пострудная тектоника проявлялась также в динамометаморфизме руд.

В нижнем структурном этаже в распределении рудных участков, а также и рудных тел в пределах участка намечается контролирующая роль крупных разрывных нарушений и особенно сопряженных и оперяющих их трещин и зон.

Кроме резко преобладающего здесь галенита, в составе руд (не более 5% по объему) принимают участие сфалерит, блеклые руды, халькопирит, пирит. Жильные минералы представлены сидеритом, кварцем,

баритом. Последний встречается в виде отдельных хорошо ограненных кристаллов, ассоциирующих преимущественно с галенитом. Существенное значение из числа жильных минералов имеет сидерит.

Соотношение свинца и цинка в этих рудах видно из табл. 1.

Незначительное развитие супергенных процессов, присутствие цинк-содержащих минералов в виде сфалерита исключают сколько-нибудь существенное влияние супергенных процессов на соотношение свинца и цинка в рудах нижнего структурного этажа.

Таблица 1

Рудные тела	Данные хим. анализа в %		Число бороздовых проб
	свинец	цинк	
1	20,15	0,9	4
2	4,9	0,13	4

В верхнем структурном этаже рудные тела залегают в нижнекембрийских известняках и представлены метасоматическими залежами. По сравнению с рудами нижнего структурного этажа здесь намечается преобладание барита среди жильных минералов. Сидерит отсутствует совсем. Кварц остается в рудах примерно в тех же количествах. Из рудных минералов присутствуют на правах главных рудообразующих компонентов галенит и сфалерит, и в значительно меньших количествах отмечаются пирит, халькопирит, блеклая руда, пирротин.

Несмотря на более значительное количество барита, цинк в рудах в несколько раз преобладает по содержанию над свинцом (табл. 2).

Таблица 2

Номера участков рудного тела г. Красногорова	Данные хим. анализа в %		Число бороздовых проб
	свинец	цинк	
1	8,43	16,05	20
2	5,72	12,90	4
3	1,73	5,78	47
4	2,19	6,12	3

Зона окисления здесь развита несколько интенсивнее, чем в нижнем структурном этаже. Полиметаллические руды, вскрытые горными выработками на глубину до 50 м, полуокислены.

Супергенные минералы представлены преимущественно смитсонитом, который выносится за пределы первичного рудного тела, образуя там самостоятельные рудные тела. Кроме смитсонита, присутствуют англезит, церуссит, сурик, халькозин, лимониты. Процессы окисления, таким образом, способствовали более интенсивному выносу цинка по сравнению со свинцом, поэтому соотношение цинка и свинца в рудах верхнего структурного этажа является заниженным. В первичных рудах цинка было еще больше.

Таким образом, в рудах верхнего структурного этажа намечается преобладание цинка над свинцом, несмотря на доминирующее положение барита среди жильных минералов, и, наоборот, в рудах нижнего структурного этажа цинка значительно меньше, чем свинца, в то время как рудотложение здесь происходило на значительных глубинах и в

условиях менее высокого содержания в гидротермальных растворах ионов $[\text{SO}_4]^{2-}$, требовавшихся для кристаллизации барита. Руды верхнего структурного этажа оказались более обогащенными и сфалеритом, и баритом по сравнению с рудами нижнего структурного этажа. Предполагавшаяся А. Г. Бетехтиным зависимость отложения из растворов цинка от глубины формирования месторождения и, возможно, от режима кислорода в гидротермальных растворах в данном случае, по-видимому, не имеет места.

Распределение цинка не зависело от содержания анионов $[\text{SO}_4]^{2-}$ в гидротермальных растворах.

Кроме того, нельзя, по-видимому, появление в гидротермальных растворах анионов $[\text{SO}_4]^{2-}$ связывать обязательно с влиянием вадозных вод. В нашем примере барит присутствует в рудах нижнего структурного этажа, хотя глубина формирования этих руд превышала 2,2 км. Такие величины глубин, как известно, не укладываются в рамки «близкоповерхностных условий». Поэтому, надо думать, анионы $[\text{SO}_4]^{2-}$ в гидротермальных растворах появлялись вне зависимости от влияния окисляющего действия вадозных вод. Их появление можно объяснить как особенностями первичного состава гидротермальных растворов, так и их возникновением на пути движения этих растворов за счет анионов серы и в результате реакций, протекающих между гидротермальными растворами и вмещающими породами.

Парагенетическое сродство барита с галенитом, а не со сфалеритом [1], объясняется геохимическими особенностями бария и свинца (близкие величины ионных радиусов), в то время как цинк в этом отношении резко от них отличается.

Различное соотношение свинца и цинка на разных глубинах рудоотложения на Намаминском полиметаллическом месторождении позволяет предполагать обогащение свинцом руд верхнего структурного этажа с глубиной. Надо думать, изменение с глубиной в соотношении свинца и цинка в пользу первого будет происходить постепенно, но, по-видимому, неравномерно.

Иркутский государственный
университет

Поступила в редакцию
27/IV 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Г. Бетехтин, Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудоотложения. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», АН СССР, М., 1955, изд. 2-е.

Г. Н. БРОВКОВ

О ФАЦИАЛЬНОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ КРЕМНЕЗЕМОГО И КАРБОНАТНОГО ЦЕМЕНТОВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Наличие цемента является характерной чертой разнообразных осадочных пород. Он присутствует в терригенных (от конгломератов до алевролитов), глинистых породах, в различных известняках (оолитовых, кластических, органогенно-обломочных, детритусовых) и других осадочных образованиях. По составу цементы весьма разнообразны: глинистый (гидрослюдистый, каолинитовый и др.), кварцевый, халцедоновый, опаловый, кальцитовый, доломитовый, анкеритовый, сидеритовый, фосфатный, баритовый, гипсовый, железистый (лимонитовый и др.), марганцовистый, галитовый и т. д., причем обычно имеют смешанный состав, представляя сочетание двух-трех упомянутых минералов. По структурным особенностям и степени заполнения свободного пространства принято различать цементы контактовый, поровый, базальный, регенерационный, крустификационный, инкрустационный, разъедания, пойкилитовый и др.

Цемент в осадочных породах имеет различное происхождение и образуется в разное время; обычно появляясь на стадии седиментации, цемент кристаллизуется главным образом в период диагенеза, продолжает образовываться и частью видоизменяться на стадии эпигенеза; цементация пород иногда носит экзотический характер, когда цемент привносится в них благодаря процессам, не связанным с условиями их образования.

Появление того или иного цемента в осадочных породах находится в тесной связи с общими условиями их формирования и дальнейшего существования в стратиферной земной коре. Цемент, указывая на характер процессов аутигенного минералообразования, является отражением особенностей обстановки накопления осадков. В его формировании играют роль климатические условия области седиментации и питающей провинции, состав пород суши, фациальные условия накопления осадка (включая геохимические условия водной среды, пропитывающей осадок), термодинамические условия существования пород. Все эти особенности конкретно проявляются в приуроченности того или иного типа цемента к определенным фациальным комплексам отложений.

Не ставя своей целью характеристику всех известных типов цементов в осадочных породах, многие из которых мало распространены и с интересующей нас точки зрения не имеют существенного значения (галитовый, марганцовистый, лимонитовый и др.), остановимся на рассмотрении главных из них — кремнеземого и карбонатного (кальцитового, доломитового, анкеритового и сидеритового), как имеющих очень широкое распространение и большое литологическое значение, и на их примере постараемся выяснить зависимость состава цемента терригенных пород от фациальных условий их образования.

Кремнеземовый цемент

В осадочных породах кремнеземовый цемент представлен различными модификациями SiO_2 — опалом, халцедоном, кварцем. Разнообразен он и в структурном отношении (контактовый, поровый, крустификационный, инкрустационный, регенерационный).

В ископаемых осадочных образованиях опал в цементе встречается довольно редко, обычно преобладают халцедон и кварц, причем последний характерен для пород, более древних или испытавших значительные внешние воздействия. В шлифах нередко удается констатировать эволюцию кремнеземового цемента по схеме: опаловый (поровый, контактово-поровый) — халцедоновый (крустификационный, крустификационно-поровый, изредка крустификационно-инкрустационный) — кварцевый (регенерационный, регенерационно-поровый), причем в одной и той же породе нередко встречается комбинированный цемент (обычно из двух смежных модификаций SiO_2).

Кремнеземовый цемент характерен прежде всего для аллювиальных толщ и отложений дельты, в несколько меньшей степени он развит в отложениях опресненного лагунно-заливного побережья. В подобных комплексах пород он зачастую сопровождается гидрослюдой и небольшим количеством карбонатов, причем роль последних в цементе постепенно растет по мере перехода к песчано-алевролитовым отложениям лагунно-заливного побережья.

Преобладание (или широкое развитие) именно кремнеземового цемента (речь идет о первичном цементе) в упомянутых отложениях предопределено условиями их накопления и диагенеза. Отсутствие или ничтожное содержание кальцита или доломита здесь естественно: речная вода и воды лагунно-заливного побережья моря (если бассейн небольшой, то и вся его водная масса) при наличии умеренного и особенно влажного климата постоянно недосыщены карбонатом кальция, и последний не сможет переходить в осадок, во всяком случае в сколько-нибудь заметном количестве; происходит накопление осадков различного механического состава, лишенных CaCO_3 . В подобных условиях в отложениях лагунно-заливного побережья возможно появление в цементе, наряду с SiO_2 , карбонатов типа железистого доломита, анкерита, сидерита, о чем будет говориться ниже.

В нормальных морских терригенных отложениях кремнеземовый цемент встречается гораздо реже. В большинстве случаев здесь он сопровождается и подавляется кальцитом или доломитом.

Примеры, подтверждающие сказанное, многочисленны. Почти исключительно кремнеземовым (часто с примесью гидрослюды) цементом обладают континентальные песчаники и алевролиты нижнего девона Приднестровья [1], аллювиальные песчаники угленосной толщи карбона Донбасса [2, 3], многие песчаники юрских угленосных отложений Восточно-ферганского бассейна [4], изучаемые автором аллювиальные и дельтовые песчано-алевролитовые породы и петрографически близкие к ним породы фаций лагунно-заливного побережья нижнего аалена Юго-Восточного Дагестана, значительная часть песчаников доживетской континентальной толщи Саратовского и Куйбышевского Поволжья [5] и др.

Характерно при этом, что в смежных пачках пород одного и того же разреза, сложенных породами различного генетического облика, цемент также различный. Весьма интересный в этом отношении пример приводит А. И. Ивановой [4] при описании Агатанской свиты юры Восточной Ферганы. Здесь в пачках усложненного строения, в основании которых

развит аллювиальный комплекс, а в верхней части появляются отложения бассейнового характера, снизу вверх наблюдается и смена цемента от серицито-кварцевого до карбонатного.

В ряде случаев, однако, в аллювиально-дельтовых отложениях и породах, сформировавшихся в области лагунно-заливного побережья, наблюдается значительная карбонатность. Это имеет место при карбонатности самого транспортируемого реками материала (например, тонкий аллювий Волги в ее среднем и нижнем течении отличается высокой карбонатностью) и в том случае, когда бассейны располагаются в области аридного климата (прибрежные осадки Аральского, Каспийского, Черного морей).

Механизм процесса цементации отложений аутигенным кремнеземом до настоящего времени изучен все еще очень слабо. К решению этой задачи необходимо подходить с учетом уже установленных фактов относительно судьбы SiO_2 в процессах осадкообразования.

Благодаря работам С. В. Бруевича, Н. М. Страхова и др. [6—10], выяснено, что в современных водоемах извлечение SiO_2 происходит почти исключительно биогенным путем (диатомеями, кремневыми губками, радиоляриями, селикофлагеллятами и др.), так как кремнекислота хронически недосыщает воду, в частности морскую, в том числе и иловую (хотя и в гораздо меньшей степени); при этом установлено, что приустьевые зоны морских бассейнов и крупных озерных водоемов (Аральское море, Байкал) часто отличаются пышным развитием диатомей. Одновременно с этим, рядом исследователей и в современных и в сравнительно молодых осадочных породах неоднократно наблюдались процессы растворения скорлупок диатомей вплоть до их полного исчезновения, что способствует обогащению иловых вод кремнеземом. Происходящее в природе частичное растворение дисперсного материала илов также способствует поступлению в иловые воды дополнительных количеств SiO_2 .

В песчано-алевролитовых отложениях морей нормальной солености происхождение встречающегося иногда кремнеземового цемента обычно непосредственно связано с присутствием диатомей, спикул губок, реже радиолярий. Растворение этого биогенного кремнезема в условиях щелочной среды и переотложение в пределах этого же пласта, часто без миграции на заметные расстояния, приводят к появлению участков халцедонового или халцедоно-кварцевого цемента, обычно сопровождаемого кальцитом. При изучении флишевого комплекса эоцена Восточных Карпат нам неоднократно приходилось наблюдать убедительные примеры такого типа цементации, причем на отдельных участках (но не во всем пласте) алевролитов и песчаников и даже гравелитов развивался халцедоновый крустификационный цемент с зачатками кварцевого регенерационного; взаимоотношения его с присутствующим рядом кальцитовым цементом самые разнообразные. В шлифах таких пород нередко встречаются псевдоморфозы кальцита по спикулам кремневых губок. Возможно, что в морских отложениях небольшое количество SiO_2 поступает в песчано-алевролитовые породы также за счет процессов диффузии из смежных с ними глинистых отложений, содержащих биогенный кремнезем. Почти исключительно кремнеземовый цемент встречается лишь в тех сравнительно редких морских породах, которые связаны своим образованием с холодноводными бассейнами.

Цементацию кремнеземом аллювиально-дельтовых отложений следует связывать прежде всего с циркуляцией в песчано-алевролитовых породах, обогащенных SiO_2 вод, поступивших при общем уплотнении рассматриваемых отложений, сопровождавшемся обезвоживанием пластов

глинистых и алевроито-глинистых пород. Иловые воды последних были основным источником кремнезема, который первоначально в виде гелеподобных масс заполнял поры пород, переходя затем по мере развития процессов диагенеза в опал, халцедон и далее в кварц. Некоторое количество SiO_2 цемента поступило за счет растворения тонкообломочного терригенного кварца песчано-алевролитовых пород в силу большей кристаллизационной способности более крупных кварцевых зерен; частое отсутствие тонкодисперсного кварца в песчанках и алевролитах с кварцевым цементом служит подтверждением этому. При всех этих процессах совершенно определенную роль играет характер среды в отношении pH , очень близкий к нейтральному, временами даже слабокислый. В отложениях лагунно-заливного побережья дополнительным источником SiO_2 цемента служит ассимилированный иловыми водами биогенный кремнезем.

Сформировавшийся на стадии диагенеза кремнеземовый цемент (первичный) испытывает обычно различные изменения, характер которых зависит от особенностей эпигенетических процессов и тектонического режима территории.

При регрессивном эпигенезе и сохранении геохимических условий, сходных с условиями более ранних стадий, кремнеземовый цемент остается стабильным и все модификации SiO_2 перейдут в кварц; метаморфизм содействует этому процессу. При залегании же пород с кремнеземовым цементом в толще богатых карбонатами отложений на стадии эпигенеза развиваются процессы замещения кремнезема карбонатами; обычно они имеют место в толщах, находящихся не слишком глубоко от поверхности земли.

Присутствие кремнеземового цемента в терригенных породах в некоторых случаях не связано с фациальными условиями образования: он появляется на стадии эпигенеза и начального метаморфизма, метасоматически замещая карбонаты и другие менее стойкие аутигенные образования, частью образуясь за счет перекристаллизации глинистого вещества цемента и сопровождаясь в этом случае гидрослюдой, мусковитом, хлоритом. На эти процессы в последнее время обратил внимание ряд исследователей [11, 12, 5 и др.]. Вместе с тем, в природе имеют место и процессы противоположного направления — замещение вторичного кварцевого цемента карбонатным. Они развиваются, если породы в силу течения тектонических процессов оказываются в условиях, близких к первоначальному (стадии диагенеза). Это явление описано, в частности, недавно Л. Б. Рухиным [12] и связывается с регрессивным эпигенезом.

Карбонатный цемент

Карбонатный цемент в обломочных породах представлен, в основном, следующими типами: кальцитовым, доломитовым, анкеритовым, сидеритовым, иногда брейнеритовым, причем нередко он является комплексным при господстве одного из названных минералов. По структурно-количественному признаку различают цемент контактовый, поровый, базальный (пойкилитовый, поликристаллический, микрозернистый), разъедания, кристаллизационный, инкрустационный.

В настоящее время известно много фактов, свидетельствующих о том, что формирование того или иного конкретного минералогического типа карбонатного цемента непосредственно зависит от условий накопления осадка и особенностей его диагенеза.

Кальцитовый цемент

Кальцитовый цемент встречается наиболее часто в отложениях морских водоемов нормальной солености, располагающихся как в пределах платформ, так и геосинклиналей в областях с теплым климатом. Он обычен также для обломочных пород, образование которых связано с континентальными водоемами засушливых областей. Это касается прежде всего первичного кальцита цемента, или седиментационного, который узнается по своей микрозернистости («пелитоморфный»); первичным часто является также карбонат базального поликристаллического и пойкилитового цементов. Терригенные отложения морей с нормальной соленостью цементируются кальцитом прежде всего потому, что карбонат кальция здесь является наиболее распространенным, господствующим аутигенным образованием, так как им обычно насыщена морская вода областей с теплым климатом. Общеизвестен факт широкой хемогенной садки CaCO_3 в морских водоемах; вместе с тем, часть первичного кальцита цемента обломочных пород является продуктом тонкого истирания раковинного карбоната, и еще небольшая часть имеет иногда терригенное происхождение. В ряде случаев, однако, основная масса кальцитового цемента в рассматриваемых отложениях появляется на стадии диагенеза и связана с циркуляцией в осадочной толще вод, насыщенных карбонатом кальция. Вторым возможным путем диагенетической цементации пород является подток карбонатного материала в более крупнозернистые породы из соседних карбонатсодержащих тонкодисперсных пород. Этот процесс достаточно убедительно охарактеризован Н. М. Страховым [8, 9] и нашел поддержку у многих геологов. Но как в первом, так и во втором случае содержание кальцита во вмещающих породах является необходимым условием.

Процесс цементации морских отложений на стадиях диагенеза и эпигенеза постоянно сопровождается миграцией и перераспределением карбоната кальция в толще осадков. Приведем два примера.

Отложения нижнего баррема Дагестана, описанные А. И. Горбуновой [13], являются морскими мелководными образованиями, характеризующимися значительной (8—20%) общей карбонатностью слагающих их глин и алевролитов. Анализ фактов карбонатности этих пород показывает, что распределение кальцита в них подчиняется определенным закономерностям. В глинах по мере перехода от северных мелководных районов (Зубуль, Гимры) к более глубоководным южным (Акуша, Мурада) наблюдается повышение карбонатности от 8—14% до 19—20%. В этом же направлении наблюдается обогащение алевролитов глинистым материалом и одновременно обеднение карбонатом кальция — с 10—18% на севере до 10—11% на юге. Устанавливается два интересных соотношения: во-первых, ясно видна постоянно большая карбонатность глинистых отложений по сравнению с алевролитами, и, во-вторых, наблюдается не повышение, а понижение карбонатности в алевролитах по мере уменьшения диаметра слагающих их частиц. Подобные явления служат наглядным доказательством того, что большая часть цементирующего алевролиты кальцита сформировалась в упомянутых породах на стадии диагенеза и, частично, эпигенеза. Наряду с этим, в нижнемеловых отложениях Дагестана присутствуют также алевролиты и песчаники с первичным (седиментационным) кальцитом цемента; они нередко связаны постепенными переходами с песчанистыми известняками (например, в готериве).

В изучавшихся автором эоценовых отложениях Восточных Карпат [14], представляющих в целом флишоидное образование, широко развиты

песчано-алевроитовые породы с кальцитовым поровым и базальным цементом, залегающие среди аргиллитов и часто с ними чередующиеся.

У части алевролитов и (реже) мелкозернистых песчаников карбонат цемента первичный: присутствие базального карбонатного цемента не сопровождается сколько-нибудь заметной коррозией терригенного материала, алевролиты по простиранию нередко переходят в породы, близкие к известнякам; в других случаях в пользу первичности говорит мелкозернистость кальцита. У большинства же песчаных пород и у гравелитов карбонат цемента имеет диагенетическое происхождение. В доказательство этого можно привести следующие доводы: появление базального кристаллически-зернистого цемента сопровождается энергичным разложением обломочного материала; первичная карбонатность крупнозернистых отложений кварц-полевошпатового состава не может быть высокой в силу типичности парагенетической связи мелкозернистого карбоната кальция с тонкодисперсными породами; степень карбонатности подстилающих песчаники глинистых пород, как правило, с приближением к песчаникам заметно снижается. Широкое перераспределение кальцита в толще рассматриваемых пород на стадии позднего диагенеза и эпигенеза (это особенно характерно для Витвицкой свиты), кроме того, доказывается присутствием во многих местах тонких (до 1—2 см) кальцитовых жилков, пересекающих или один пласт, или одновременно несколько соседних пластов.

Терригенные отложения морей нормальной солености, цементируясь главным образом кальцитом, нередко в качестве второстепенных составных частей содержат в цементе также доломит (диагенетический), глинистое вещество монтмориллонитово-гидрослюдистого и бейделлитового типов, глауконит, иногда небольшое количество анкерита, фосфата кальция, а также кремнезем; первоисточником последнего являются чаще всего остатки содержащих кремний организмов. В некоторых случаях морские терригенные породы окварцованы благодаря обильному поступлению SiO_2 при подводных вулканических извержениях. На стадии эпигенеза и позднего диагенеза вторичный кварц в цементе рассматриваемых пород иногда появляется со стороны обогащенных кварцем смежных пород; таким путем происходит окварцевание даже чисто карбонатных пород, как это, например, отмечено в нижнекембрийских отложениях Алданского района. Прогрессивное развитие этих процессов, в частности, при переходе к стадии метаморфизма, иногда приводит к тому, что типичные морские терригенные породы оказываются сцементированными несвойственным им кварцевым цементом; это, однако, уже непосредственно не связано с фаціальными условиями накопления осадков.

Доломитовый цемент

Цемент этого типа встречается самостоятельно относительно редко. Обычно он сопровождается в цементе кальцитом, реже анкеритом.

В подавляющем большинстве случаев доломитовый цемент представляет диагенетическое образование и чаще всего отмечается в терригенных породах, парагенетически связанных с доломитовыми толщами. В меньшей степени он характерен для отложений морей с нормальным солевым режимом и водоемов, располагающихся в областях теплого сухого климата.

Гораздо реже цементом является первичный доломит. Его формирование в морских обломочных породах, вероятно, происходило лишь в докембрии и раннем палеозое, после чего он полностью оказался замещенным диагенетическим доломитом, что было связано с общей эволюцией процесса доломитообразования. Различить, однако, первичный доломито-

вый цемент от диагенетического часто почти невозможно. Равномерное развитие доломитового цемента по протяжению пласта на значительном расстоянии, в отличие от пятнистого, прерывистого, является наряду с тонкозернистостью доломита, одним из доводов в пользу первичности этого цемента.

Обычными спутниками доломита в цементе, кроме кальцита, являются минералы глин (гидрослюда, монтмориллонит, бейделлит), иногда анкерит, фосфаты кальция, гипс, причем последний способен метасоматически замещать доломит, на что было обращено внимание при изучении спириферовых отложений Юго-Восточной Татарии.

Анкеритовый и сидеритовый цемент

Анкерит, и особенно сидерит, сравнительно редко самостоятельно образуют цемент обломочных пород. Чаще они присутствуют в цементе одновременно с другими компонентами, из которых прежде всего следует назвать кварц, затем доломит и кальцит, гидрослюды. Вместе с тем общеизвестна склонность сидерита и анкерита к образованию конкреций и стяжений в глинистых и песчано-алевролитовых породах.

Подобно кремнезему и кальцитовому цементу, рассматриваемый цемент преимущественно приурочен к определенным генетическим комплексам отложений. Как правило, последние имеют переходный характер от континентальных к типичным морским. Это песчаные и алевролитовые (наряду с аргиллитами) накопления лагунно-заливного побережья, в том числе отложения пересыпей, баров, частично и подводно-дельтовые. Наиболее часто анкерито-сидеритовый компонент в цементе встречается в породах угленосных толщ, с которыми (или с их аналогами) парагенетически обычно связаны и наибольшие скопления осадочных сидеритовых руд.

Л. Н. Ботвинкиной, Ю. А. Жемчужниковым и др. [2], осуществившими детальный фаціальный анализ угленосных отложений среднего карбона Донбасса, приводятся данные, показывающие, что для всего комплекса отложений, переходных от континентальных к морским (фашии песчаных осадков пересыпей, кос и баров, песчано-алевроитовых отложений зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья, песчаных выносов рек и др.), характерно наличие в цементе, наряду с гидрослюдой, изредка кальцитом и доломитом, анкерита и сидерита.

Аналогичная картина наблюдается в генетически сходном комплексе отложений нижнего аалена Юго-Восточного Дагестана. Здесь в песчано-алевролитовых породах, наряду с вторичным кварцем и гидрослюдой, постоянно (за небольшим исключением) в цементе нами наблюдался анкерит и реже сидерит. Эти же минералы слагают и нередко встречающиеся в мелкозернистых песчаниках линзовидные тела и прослойки различных размеров, базальный цемент которых целиком представлен анкеритом. Неоднократно отмечался сидеритовый цемент в песчаниках и алевролитах лейаса северного склона Центрального Кавказа.

А. В. Македонов [15] в Воркутской свите отмечает присутствие песчаников с песчано-анкеритовыми конкрециями и анкеритом в цементе. При этом он подчеркивает, что они не относятся к открытому морскому типу, а принадлежат фашии пересыпи между лагуной и морем. Характерно вместе с тем, что «присутствие песчано-анкеритовых конкреций-линз является достоверным индикатором присутствия угольного пласта в том же цикле, а более мощные и хорошо минерализованные конкреции обычно сопутствуют более мощным и устойчивым по площади угольным пластам» [15]. С удалением вверх по разрезу от угольного пласта, т. е. по ме-

ре роста влияния нормальных морских условий, в породах уменьшается содержание железа и одновременно растет содержание карбоната кальция (и магнезия).

Появление анкерита и сидерита не обязательно связано с породами угленосных толщ. Так, в описанных Н. А. Михайловой [16] живецких отложениях Урало-Волжской нефтеносной области в песчаниках и алевролитах (в частности, в Татарии), являющихся прибрежно-морскими образованиями, отмечался неоднократно сидеритовый цемент, а в глинистых породах (обычно вблизи границы их с алевролитами) — стяжения сидеритов. Характерной особенностью живецких прибрежных терригенных образований является очень слабая карбонатность, связанная с энергичным поступлением материала и вод с суши. Накопление осадков происходило в условиях теплого и влажного климата. Вне связи с угленосными отложениями сидерит в виде желваков и цемента широко развит в отложениях нижнефранского подъяруса восточных районов Саратовской области [5], а также в других местах.

Присутствие анкерита и сидерита в цементе упоминавшихся комплексов пород вполне закономерно. В условиях умеренного климата, а тем более влажного теплого, прибрежная часть морских водоемов (и крупных озерных) вследствие поступления сюда больших масс пресных вод, несущих с собой терригенный материал, органическое вещество, гидроокислы железа и др., становится заметно опресненной, ее *pH* оказывается заниженным по сравнению с нормальной морской водой. В связи с наличием здесь же и органического вещества (количество которого особенно значительно в угленосных толщах) создаются благоприятные условия для образования в идах не кальцита, который в подобной обстановке недосыщает воду, в том числе и иловую, а анкерита и сидерита, являющихся (особенно последний) антагонистами кальцита, как на это обратил внимание Н. М. Страхов [7]. Необходимое для генерации сидерита и анкерита железо поступает за счет переработки подкисленными, содержащими CO_2 иловыми водами принесенного механически железистого (гидроокисного) материала. Даже при довольно высоком содержании органического вещества основная масса подвижного железа здесь расходуется на формирование сидерита (и анкерита), а не пирита; для образования последнего в заметном количестве режим опресненных вод неблагоприятен из-за низкого содержания в воде ионов SO_4^{--} , являющихся, как известно, источником серы.

В цементе обломочных пород анкерит и сидерит появляются на стадии диагенеза за счет диффузии карбоната железа из тонкообломочных пород. Механизм этого процесса истолкован в работах Н. М. Страхова [9, 10]. Характерно, что в случае одновременного присутствия в цементе песчаников вторичного кварца и сидерита или анкерита последние, как правило, являются более молодыми образованиями. Подобные соотношения наблюдались автором в угленосной толще нижней юры Юго-Восточного Дагестана, П. П. Авдусиным и др. [5] в палеозойских отложениях Саратовского и Куйбышевского Поволжья и другими геологами.

На стадии диагенеза происходит значительная перегруппировка анкеритового и сидеритового материалов в алевролитах и песчаниках, ведущая часто к образованию конкреционных и линзовидных тел, представляющих собой, как правило, соответствующие породы с базальным анкеритовым и, реже, сидеритовым цементом. Подмечено, что стяжения сидеритового состава свойственны обычно аргиллитам, глинистым алевролитам, а анкеритовые более часто развиты в песчаных и крупноалевритовых породах. Перегруппировка карбонатного материала имеет место и на стадии эпигенеза; нами в нижнем аалене Дагестана нередко наблю-

дались анкеритовые жилки (с кварцем), секущие анкеритсодержащие и смежные пласты. Н. В. Логвиненко [3] указывает на возможность замещения на стадии эпигенеза анкеритом и сидеритом кальцита.

Выводы

1. На примере кремнеземового и карбонатного цементов выявляется зависимость типа цемента терригенных осадочных пород от фацальных условий их накопления. Каждому генетическому комплексу отложений обычно свойственны определенные типы цемента.

2. Кремнеземовый цемент (опаловый, халцедоновый, кварцевый) типичен для обломочных пород аллювиально-дельтового происхождения и часто присутствует также в песчано-алевролитовых отложениях опресненного морского побережья. Второстепенными спутниками SiO_2 в цементе здесь являются анкерит, сидерит, глинистые минералы, реже доломит, кальцит. Кремнеземовый цемент не типичен для отложений морей нормальной солености, и его присутствие в них обычно связано с наличием остатков, содержащих кремний организмов, изредка — с вулканической деятельностью.

Цементация кремнеземом происходит, главным образом, на стадии диагенеза.

3. Кальцитовый цемент свойственен прежде всего песчано-алевролитовым отложениям морей нормальной солености областей с теплым климатом и внутриконтинентальным водоемам засушливых районов. Он может быть как седиментационным, так и диагенетическим, частично эпигенетическим. Нередко сопровождается доломитом; последний самостоятельно слагает цемент обычно тех обломочных пород, которые парагенетически связаны с доломитовыми толщами. Доломитовый цемент обычно диагенетический, реже — седиментационный.

4. Цементация анкеритом и сидеритом наблюдается, как правило, в терригенных отложениях опресненного морского побережья гумидных областей. В частности, это характерно для угленосных толщ и парагенетически связанных с ними осадочных комплексов. Обычными спутниками анкерита и сидерита в цементе являются кварц, брейнерит, гидрослюды, реже доломит. Анкерит и сидерит цемента формируются на стадии диагенеза.

5. Находящиеся по соседству в разрезе различные генетические комплексы могут оказывать взаимное влияние на состав цементирующего их материала, что обычно проявляется на стадии диагенеза и эпигенеза.

Дагестанский филиал
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
2/VIII 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. Н. Бровков, Фашии нижнего девона Приднестровья. Уч. записки Черновицкого ун-та, сер. геол., XVI, 1, 1955 (на укр. языке).
2. Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников и др., Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1956.
3. Н. В. Логвиненко, Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона. Изд. Харьковского ун-та, 1953.
4. А. И. Иванова, Условия осадконакопления юрских угленосных отложений Восточноферганского (Узгенского) бассейна. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 14, 1956.
5. П. П. Авдусин и др., Литология и фашии палеозойских отложений Саратовского и Куйбышевского Поволжья. Изд. АН СССР, 1955.

6. С. В. Бруевич, К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР, сер. геол., 4, 1953.
7. Н. М. Страхов, Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ГИН, вып. 124, геол. серия (№ 45), 1951.
8. Н. М. Страхов, Н. Г. Бродская, Л. М. Князева и др., Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
9. Н. М. Страхов, Э. С. Залманзон, Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1, 1955.
10. Н. М. Страхов, К познанию диагенеза. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4, изд. Львовского ун-та, 1956.
11. А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, Зональность изменения терригенных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4, изд. Львовского ун-та, 1956.
12. Л. Б. Рухин, О некоторых закономерностях эпигенеза. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4, изд. Львовского ун-та, 1956.
13. Л. И. Горбунова, Литология нижнемеловых отложений Центрального и Северного Дагестана. Тр. ВНИГРИ, вып. VI, 1955.
14. Г. Н. Бровков, Эоценовые отложения Буковинских Карпат. ДАН СССР, 110, 4, 1956.
15. А. В. Македонов, Парагенезис углей вмещающих пород и конкреций Воркутской свиты и методы прогноза угленосности. Тр. лаборатории геологии угля АН СССР, вып. 5, 1956.
16. Н. А. Михайлова, Петрография живецких отложений Урало-Волжской нефтеносной области и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР, 1956.

Т. И. АВДЕЕВА, И. С. ЛИЛЕЕВ

О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ СУЛЬФИДА НАТРИЯ С КРЕМНЕЗЕМОМ

Из практики стекловарения известно, что стекло, сваренное на сульфатной основе в присутствии больших количеств восстановителя, нередко имеет нежелательную коричневую окраску.

В литературе [1—4] высказывается вполне определенное мнение, что одним из факторов, обуславливающих окраску сульфатного стекла, является наличие в стекле сульфида натрия. Однако вопрос о том, что является красителем: примесь ли сульфида натрия или продукты его взаимодействия с кремнеземом — остается нерешенным. Большинство авторов не уделяет ему внимания, ограничиваясь лишь указанием на наличие в окрашенном стекле сульфида натрия. И только М. Плюмат [5] высказывает мнение, что окраску стеклу придают соединения типа $\text{Na}_2\text{S}(\text{SiO}_2)_x$, образовавшиеся вследствие взаимодействия сульфида натрия с кремнеземом при температурах 1000—1100°.

Отсутствие в литературе подробных сведений о взаимодействии сульфида натрия с кремнеземом и несомненный интерес этого вопроса для познания химизма таких сложных процессов, как получение ультрамарина, варка стекла и силиката натрия на сульфатной основе, побудили нас поставить перед собой задачу изучить условия и характер взаимодействия между этими соединениями.

Предварительные результаты исследования были опубликованы нами еще в 1949 г. [6]. В настоящей статье вопрос излагается с учетом новых экспериментальных данных.

Методика исследования

В качестве исходных материалов были взяты кремнезем в виде кварца, содержащий 97,3% SiO_2 , и сульфид натрия следующего состава: Na_2S — 95,11%, Na_2SO_3 — 0,89%, Na_2SO_4 — 0,38%, $\text{Na}_2\text{O}_{\text{кауст.}}$ — 3,44%, H_2O — 0,18%.

Тщательно перемешанная смесь кремнезема с сульфидом натрия (шихта) подвергалась обжигу при различных температурах в течение 30 мин.; обжиг производился в токе азота, не содержащего кислорода и влаги. Для этих целей использовалась установка, представленная на рис. 1.

Продукт обжига — спек — охлаждался в токе азота, затем измельчался и выщелачивался дистиллированной водой на холоду в течение 15 мин. Нерастворимый остаток отделялся от раствора фильтрацией, промывался водой, после чего в нем определялось содержание сульфидной серы; в растворе определялось $\text{Na}_2\text{O}_{\text{кауст.}}$, SiO_2 , S'' , SO''_3 и SO''_4 . Наряду с этим в процессе обжига производилось определение в газовой фазе серы в виде SO_2 и H_2S .

На основании найденного распределения серы между газовой фазой, растворимой и нерастворимой частями спека, а также на основании количеств кремнезема, перешедших в раствор при выщелачивании, делается заключение как о непосредственном взаимодействии сульфида натрия с кремнеземом, так и о побочных процессах, протекающих при этом.

Данные химического анализа дополнялись результатами микроскопического и термического анализов.

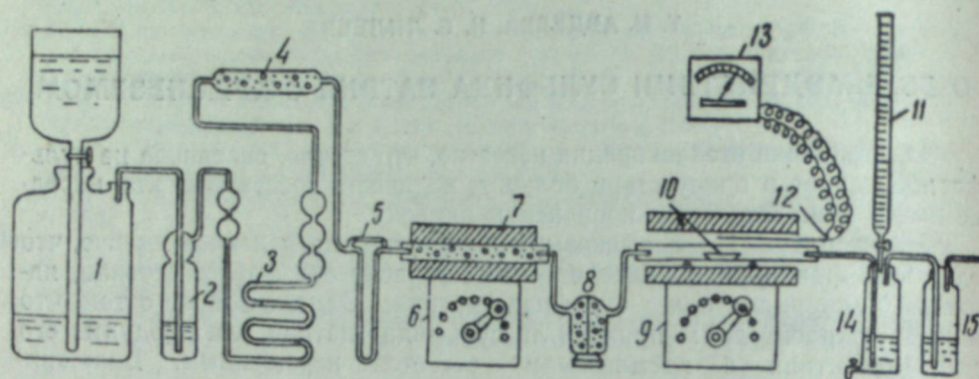


Рис. 1. Схема установки для обжига смеси сульфида натрия с кремнеземом:
1 — газометр с азотом, 2 — склянка Дрекселя с щелочным раствором пирогаллала, 3 — прямая трубка Брунса с серной кислотой, 4 — трубка с хлористым кальцием, 5 — реометр, 6, 9 — трубчатые печи с реостатами, 7 — слой свежесоставленной металлической меди, 8 — склянка с хлористым кальцием, 10 — лодочка с навеской шихты, 11 — бюретка с раствором йода, 12 — термопара платино-платино-родиевая, 13 — милливольтметр, 14 — прибор для титрования газообразных продуктов реакции, 15 — склянка Дрекселя с титрованным раствором йода.

Влияние состава шихты и температуры обжига на взаимодействие между сульфидом натрия и кремнеземом

Для выяснения влияния соотношения $\frac{\text{Na}_2\text{S}}{\text{SiO}_2}$ и температуры на взаимодействие сульфида натрия с кремнеземом было проведено спекание при 700 и 900° трех шихт с различным молекулярным отношением $\frac{\text{Na}_2\text{S}}{\text{SiO}_2}$: 0,2, 0,5 и 1,0. Результаты исследования приведены в табл. 1.

Наблюдения показывают, что изменение состава шихты и температуры спекания оказывает влияние прежде всего на поведение шихты при спекании. Так, при 700° шихта с молекулярным отношением сульфида натрия к кремнезему в 0,2 заметно уплотнялась; спек имел вид плотного брикета, окрашенного в коричневый цвет. Шихты с большим содержанием сульфида натрия подвергались значительному оплавлению и имели вид однородных непрозрачных стекол. При 900° спеки всех шихт расплавились в однородную массу, при этом спеки шихт с большим содержанием сульфида натрия имели вид яркоокрашенных прозрачных стекол; спек, соответствовавший шихте с молекулярным отношением сульфида натрия к кремнезему в 0,2, был темно-коричневым и непрозрачным.

Кроме того, как видно из табл. 1, изменение состава шихты и температуры спекания сказывается на поведении серы и на переходе кварца в растворимое состояние. При этом с уменьшением количества сульфида натрия в шихте снижается содержание кремнезема в растворимой части спека и увеличивается количество сульфида натрия в нерастворимом остатке (рис. 2).

Таблица 1

Результаты взаимодействия сульфида натрия с кремнеземом в зависимости от температуры и состава шихты

Температура обжига	М. о. $\frac{\text{Na}_2\text{S}}{\text{SiO}_2}$ в шихте	Найденная сера				Состав растворимой части спека				Характеристика спека		
		в газовой фазе в шихте		в шихте в виде S*		серы в шихте		M. o. $\frac{\text{Na}_2\text{S}}{\text{SiO}_2}$				
		H ₂ S	SO ₂	S _{ад}	S _{ад}	S*	SO ₂ *	SO ₂ *	SO ₂ *			
700°	1,0	0,42	0,54	12,37	0,12	93,84	83,66	1,68	0,99	0,86	0,14	Расплав кирпично-красного цвета. Непрозрачен.
		2,97	нет	9,15	0,12	92,71	82,62	0,79	4,45	0,86	0,10	
		2,30	0,14	18,06	21,78	39,03	56,43	нет	1,23	0,70	0,06	
	3,85	0,09	14,35	23,76	37,92	51,98	нет	2,96	0,66	0,09		
	15,6	0,29	24,75	26,43	3,18	24,25	нет	5,94	0,55	—	Оплавленный с поверхности брикет коричневого цвета.	
	1,0	0,17	0,54	12,62	0,16	88,97	83,66	1,23	0,49	0,91		0,16
2,97		0,02	10,39	0,56	89,61	84,40	1,61	2,15	0,96	0,13		
0,05		1,73	13,86	43,07	20,51	39,60	нет	2,00	1,0	0,05	Расплав вишневого цвета. Стекловидный, прозрачный.	
0,5	8,41	нет	5,19	41,58	22,11	40,59	нет	3,46	0,89	0,04		
	11,38	нет	31,68	49,50	2,55	7,92	нет	0,99	0,62	—		Расплав темно-коричневого цвета. Непрозрачен.
	0,2	11,38	нет	26,58	58,41	0,76	3,96	нет	4,60	0,96	—	

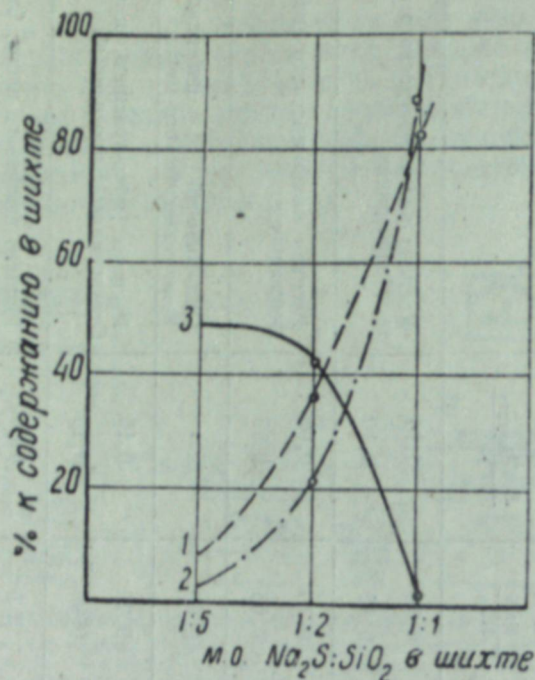


Рис. 2. Результаты водного выщелачивания спеков сульфида натрия с кремнеземом:
1 — Na_2S в растворе, 2 — SiO_2 в растворе, 3 — Na_2S в нерастворимом остатке.

Изменение температуры от 700 до 900° не оказывает влияния на результаты обжига шихты с молекулярным отношением $\frac{\text{Na}_2\text{S}}{\text{SiO}_2} = 1$. Для шихт с меньшим содержанием сульфида натрия повышение температуры приводит к увеличению сульфидной серы в нерастворимом остатке и снижению кремнезема в растворимой части спека.

Выделение серы в газовую фазу в виде H_2S , SO_2 и $\text{S}_{\text{эл}}$ является результатом побочных реакций, вызванных наличием влаги и сульфида натрия в шихте (накапливание влаги и сульфида натрия происходит главным образом в процессе приготовления шихты вследствие повышенной гигроскопичности и легкой окисляемости сульфида натрия). В связи с этим, данные анализа газовой фазы не могут служить основной характеристикой непосредственного взаимодействия сульфида натрия с кремнеземом. Другое дело — переход сульфидной серы в нерастворимое состояние, а также образование растворимых соединений, содержащих кремнезем. Как известно, сульфид натрия отличается хорошей растворимостью, поэтому нельзя объяснить наличие S'' в нерастворимом остатке недостаточной его промывкой (тем более, что увеличение числа промывок и объема промывных вод не снижает содержания S'' в нерастворимом остатке). Правильнее допустить, что при обжиге сульфид натрия взаимодействует с кремнеземом с образованием труднорастворимых соединений. Это предположение было подтверждено нами путем микроскопического анализа, показавшего, что в нерастворимых остатках, наряду с неизменным кварцем, наблюдается новое вещество, характеризующееся отличными от кварца оптическими свойствами. Количественной характеристикой образования нерастворимых соединений сульфида натрия с кремнеземом, по нашему мнению, может быть содержание S'' в нерастворимом остатке.

Переход в раствор кремнезема, введенного в шихту в виде кварца, можно было бы объяснить образованием растворимых силикатов натрия, так как выделяющийся при обжиге сероводород указывает на гидролиз сульфида натрия. Однако содержание едкой щелочи в растворах весьма незначительно (молекулярное отношение $\frac{\text{Na}_2\text{O}_{\text{науст.}}}{\text{SiO}_2} < 0,16$), в связи с чем переход кремнезема в раствор не может быть объяснен образованием растворимых силикатов натрия. Причину такого перехода следует искать в образовании легко растворимых соединений сульфида натрия с кремнеземом. Количественные данные о содержании кремнезема в растворимой части позволяют определить, как глубоко прошел процесс в направлении образования растворимых соединений.

Как видно из табл. 1, при малом содержании сульфида натрия в шихте практически весь кремнезем остается в нерастворимой форме, при этом значительные количества сульфидной серы переходят в нерастворимый остаток. Это дает основание говорить о том, что при спекании шихты с молекулярным отношением сульфида натрия к кремнезему в 0,2 образуется главным образом малорастворимое соединение. Повышение содержания сульфида натрия в шихте создает предпосылки для образования растворимого соединения: так, например, при выщелачивании спеков шихты с молекулярным отношением $\frac{\text{Na}_2\text{S}}{\text{SiO}_2} < 0,5$ в раствор переходит до 40% SiO_2 ; увеличение содержания сульфида натрия в шихте до молекулярного отношения $\frac{\text{Na}_2\text{S}}{\text{SiO}_2} = 1$ приводит к получению спеков

почти полностью растворимых, и содержание кремнезема в растворимой части составляет 90% от общего его количества в шихте. Ничтожное содержание сульфидной серы в нерастворимом остатке показывает, что в этих условиях образуются главным образом растворимые соединения сульфида натрия с кремнеземом.

Таким образом, результаты химического анализа продуктов обжига смесей сульфида натрия с кремнеземом говорят о том, что кремнезем вступает во взаимодействие с сульфидом натрия при температурах спекания. Для подтверждения правильности сделанного вывода и уточне-

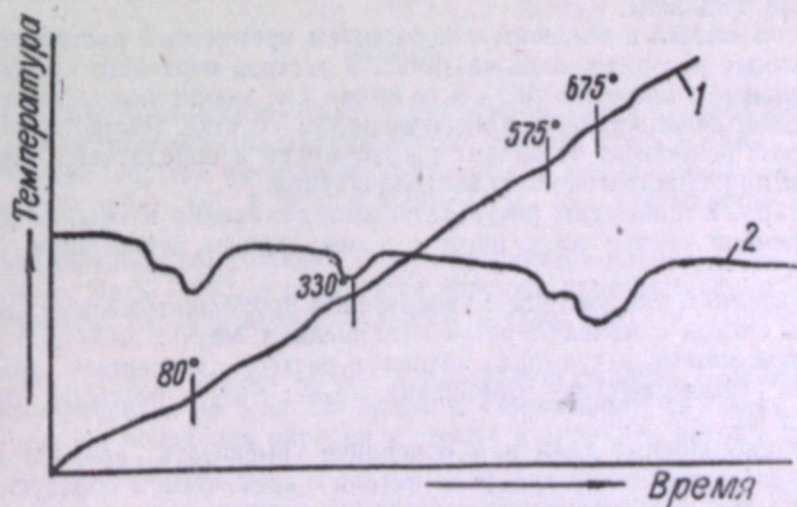


Рис. 3. Кривые нагревания смеси м.о. $\text{Na}_2\text{S} : \text{SiO}_2 = 1 : 1$.
1 — простая запись, 2 — дифференциальная запись.

ния оптимальной температуры взаимодействия нами были сняты кривые нагревания смеси указанных веществ. Нагревание производилось до 1200° в условиях, исключающих окисление. Запись кривых велась с помощью саморегистрирующего пирометра Курнакова. Полученные кривые нагревания представлены на рис. 3.

На кривой нагревания отчетливо заметны четыре эндотермических эффекта. Два из них (при 80 и 330°) повторяются на кривой нагревания чистого сульфида натрия. И тот и другой эффекты связаны с обезвоживанием сульфида натрия: при 80° идет удаление гигроскопической влаги; при 330° удаляется конституционная вода. Третий эффект — при 572° — наблюдаемый также на кривой нагревания кварца, соответствует переходу β-модификации в α-модификацию. Наконец, четвертый эффект — при 675° — является характерным для кривой нагревания смеси сульфида натрия с кремнеземом. Этот эффект необратим и, надо полагать, соответствует реакции взаимодействия сульфида натрия с кремнеземом. При дальнейшем нагревании до 1200° каких-либо других термических эффектов обнаружено не было.

Результаты анализа спеков, полученных при обжиге смесей сульфида натрия с кремнеземом при температурах, не превышающих 900°, а также анализа кривой нагревания такой смеси позволяют сделать вывод о том, что кремнезем взаимодействует с сульфидом натрия при температурах 600—700°, а не при 1000—1100°, как указывает М. Плюмат [5].

О составе и свойствах соединений, образующихся при взаимодействии сульфида натрия с кремнеземом

Как было показано выше, при обжиге в одинаковых условиях смесей с различным молекулярным отношением сульфида натрия к кремнезему получаемые продукты спекания характеризуются различной растворимостью в воде. Так, смеси с молекулярным отношением $\text{Na}_2\text{S} : \text{SiO}_2 = 1$ дают спекы, легко растворяющиеся в воде. При этом молекулярное отношение $\text{Na}_2\text{S} : \text{SiO}_2$ в растворе выражается величинами, близкими к единице.

Спекы смесей с большим содержанием кремнезема растворяются в аналогичных условиях лишь частично: в раствор переходит сравнительно небольшое количество SiO_2 , в то время как значительные количества сульфидной серы остаются в нерастворимом остатке. Растворимость таких спеков не зависит от объема растворителя, а определяется главным образом продолжительностью выщелачивания.

В табл. 2 приведены результаты выщелачивания в течение различного времени спеков двух шихт с молекулярным отношением $\text{Na}_2\text{S} : \text{SiO}_2 < 1$.

Из таблицы следует, что с увеличением продолжительности выщелачивания спеков с молекулярным отношением $\text{Na}_2\text{S} : \text{SiO}_2 < 1$ содержание кремнезема и сульфида натрия в растворе возрастает, при этом значение молекулярного отношения $\text{Na}_2\text{S} : \text{SiO}_2$ в растворе приближается к 0,5.

Эти наблюдения дали нам основание высказать предположение, что при спекании смесей сульфида натрия с кремнеземом образуются, по крайней мере, два соединения, названных нами тиосиликатами натрия. Одно из этих соединений легко растворяется в воде и имеет состав $\text{Na}_2\text{S} \cdot \text{SiO}_2$; другое соединение отличается меньшей растворимостью и

имеет состав $\text{Na}_2\text{S} \cdot 2\text{SiO}_2$. Тиосиликаты натрия имеют характерную окраску, меняющуюся от темно-коричневой до вишнево-красной, в зависимости от состава.

Таблица 2

Влияние продолжительности выщелачивания на переход в раствор сульфида натрия и кремнезема при водном выщелачивании спеков

М.о. $\text{Na}_2\text{S} : \text{SiO}_2$ в шихте	Температура спекания	Продолжительность выщелачивания, часов	Найдено в растворе			Содержание сульфида натрия в нерастворимом остатке, %
			SiO_2	Na_2S	М.о. $\text{Na}_2\text{S} : \text{SiO}_2$	
			%			
0,5	700°	0,5	37,94	51,98	0,66	23,76
		24	75,64	79,70	0,52	0,24
	900°	0,5	22,11	40,59	0,89	41,58
		24	86,53	78,71	0,43	2,40
0,2	700°	0,5	8,30	24,25	0,55	26,43
		24	23,74	56,93	0,45	0,64
	900°	0,5	2,55	7,92	0,62	49,50
		24	20,30	49,00	0,47	6,93

Примечание: Процент рассчитан к содержанию в спеке.

Нами изучалось отношение тиосиликата натрия состава $\text{Na}_2\text{S} \cdot \text{SiO}_2$ к воде, этиловому спирту, соляной кислоте. Необходимый для этой цели тиосиликат был получен путем нагревания в течение 1 часа смеси сульфида натрия с кремнеземом (молекулярное отношение $\text{Na}_2\text{S} : \text{SiO}_2 = 1 : 1$) при температуре 900° в атмосфере азота; охлаждение производилось также в атмосфере азота. Полученный продукт имел вид однородного, прозрачного стекла вишнево-красного цвета. При изучении его свойств было установлено, что такой тиосиликат очень хорошо растворяется в воде; растворение сопровождается выделением тепла, связанным, по-видимому, с образованием гидратов. При хранении на воздухе тиосиликат расплывается вследствие большой гигроскопичности; окисление при этом весьма незначительно. Соляная кислота разлагает тиосиликат с выделением сероводорода и активного кремнезема. Этиловый спирт не растворяет тиосиликат натрия.

Выводы

1. Кремнезем взаимодействует с сульфидом натрия с образованием соединений — тиосиликатов натрия общего состава $\text{Na}_2\text{S} \cdot n\text{SiO}_2$.
2. Взаимодействие кремнезема с сульфидом натрия происходит при температурах 600—700°, а не при 1000—1100°, как указывает М. Плюмат [5].
3. Установлено образование двух тиосиликатов натрия. Один из них имеет состав $\text{Na}_2\text{S} \cdot \text{SiO}_2$ и отличается хорошей растворимостью в воде. Другой растворяется в воде с большим трудом. Его состав — $\text{Na}_2\text{S} \cdot 2\text{SiO}_2$.
4. Тиосиликаты натрия имеют характерную окраску, меняющуюся от темно-коричневой до вишнево-красной. Образование тиосиликатов — одна из причин появления окраски у стекла и силиката натрия, сваренных на сульфатной основе.

Западно-Сибирский филиал
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
22/VII 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. E. Eckert, F. Zschacke, Die Orangefärbung des Glasses durch Sulfiden. Keramische Rundschau, Bd. 36, № 11, 1928.
2. F. Feorster, K. Kubel, Zeretzung der schwefligsauren Salze. Z. f. anorg. Chemie, Bd. 139, № 1, 2, 3, 1924.
3. К. Фува, Изучение стекол, окрашенных сернистыми соединениями (реферат). Керамика и стекло, № 12, 1937.
4. И. И. Китайгородский, Обеспечение сульфатного стекла. Технический отчет кафедры технологии стекла МХТИ, 1941.
5. M. Plumet, Evolution of sulphur compounds of sodium during fusion of glass. Silicates industry, 14, 1949.
6. И. С. Лилеев, Т. И. Авдеева, О взаимодействии сульфида натрия с кремнеземом. Тр. ХМИ ЗСФАН, вып. 3, 1949.
7. Jochman, Die gelbe Färbung des Glasses durch Kohlenstoff ist Fehlschluf. Glasshütte, Bd. 72, 1942.
8. W. H. Manring, Control of colour on amber container ware during production. J. Mim. Ceram. Soc., 30, 1947.

П. А. ПАЗДНИКОВ, Ф. Н. ПАВЛОВ

ОБЕЗВОЖИВАНИЕ И ТЕРМИЧЕСКОЕ РАЗЛОЖЕНИЕ
СУЛЬФАТОВ ЖЕЛЕЗА ИЗ СЛОЖНЫХ СУЛЬФАТНЫХ
РАСТВОРОВ

XX съездом КПСС перед металлургами поставлена задача увеличить производство цветных металлов в стране, в частности, путем комплексного извлечения ценных элементов из полиметаллических руд.

В лаборатории гидрометаллургии Уральского филиала Академии наук СССР разрабатывается новый метод комплексного извлечения ценных компонентов коллективных медно-цинковых концентратов. По этому методу металлы из концентрата путем обработки его азотной кислотой и продуктами ее разложения переводятся в растворимую форму. В результате получают сложные сульфатные растворы. Для примера приводится состав одного из исследованных растворов (в г/л): Fe — 87,7, Cu — 10,4, Zn — 34,2, $SO_4^{2-} = 270,0$.

Применение существующих методов очистки таких растворов от железа [1, 2] с целью дальнейшего выделения меди, цинка, кадмия и других элементов нерационально, так как потребовался бы значительный расход окиси цинка. Кроме того, образующиеся объемистые осадки гидратов окиси железа увлекли бы из раствора большое количество других ценных элементов (медь, цинк, кадмий и др).

В результате проведенных в разнообразных условиях исследований предлагается новый метод выделения железа путем выпаривания раствора до сухого состояния и термического разложения сульфатов железа.

Теоретически этот метод основан на различном поведении сульфатов металлов при их нагревании, а также на различной упругости диссоциации этих соединений.

Значения упругости диссоциаций некоторых сульфатов металлов при различной температуре следующие (в мм рт. ст.) [3]:

- 1) $ZnSO_4 \rightleftharpoons ZnO + SO_3$: при 675°—5; 690°—6; 720°—24; 750°—61; 775°—112; 800°—189;
- 2) $2CuSO_4 \rightleftharpoons CuO \cdot CuSO_4 + SO_3$: при 680°—34; 740°—169; 780°—442;
- 3) $CuO \cdot CuSO_4 \rightleftharpoons 2CuO + SO_3$: при 740°—61; 780°—144; 820°—345;
- 4) $Fe_2(SO_4)_3 \rightleftharpoons Fe_2O_3 + 3SO_3$: при 553°—23; 570°—33; 592°—45; 614°—70; 634°—113; 659°—149; 660°—182; 680°—286; 690°—401; 699°—560; 707°—715.

При диссоциации сульфатов газ состоит не из чистого серного ангидрида SO_3 , а из смеси SO_3 , SO_2 и O_2 в отношениях, регулируемых равновесием $2SO_2 + O_2 \rightleftharpoons 2SO_3$.

Как видим, сульфаты железа являются менее прочными соединениями, чем сульфаты меди, цинка (а также и кадмия), и поэтому должны прежде всего подвергаться термическому разложению.

Исследования были начаты с выпаривания до сухого состояния растворов, получаемых после гидросульфатизации концентратов. Процесс этот проводился как с продуванием через раствор воздуха с различ-

ной скоростью, так и без продувания воздуха. Для исследования 200 мл сульфатного раствора вливалось в колбу, поставленную на воздушную баню, нагреваемую электротокком. Колба через холодильник соединялась со стеклянным градуированным сосудом, в котором собирался конденсат паров от нагреваемого раствора. Через колбу с назначенной скоростью, определяемой реометром, продувался из газометра воздух от 94 до 380 см³ в минуту. Опыты велись при температуре 100—150° С, в колбе с поверхностью нагрева 190 см², поверхностью испарения 95 см², мощностью электронагревателя 0,44 квт. При указанных условиях и продувании воздуха через раствор со скоростью 94 см³ в минуту за 70 минут можно выпарить до сухого состояния 200 мл раствора, содержащего 100—150 г/л смеси сульфатов.

Сухая смесь сульфатов подвергалась термическому разложению с целью доказательства принципиальной возможности селективного выделения из этой смеси железа и нахождения оптимальных условий, при которых оно переходило бы максимально в нерастворимую форму, а все остальные элементы сохранялись бы в растворимой (сульфатной) форме. Так, например, разложение было осуществлено в открытых фарфоровых тиглях с навесками смеси сульфатов по 6—7 г, нагреваемых в электрической муфельной печи при температуре 640° С (с точностью ± 10°) с перемешиванием и без перемешивания. После нагревания в течение 5—7 часов оставшийся огарок выщелачивался, фильтровался и анализировался. Из ряда опытов в качестве примера приводим результаты двух опытов после разложения в течение 6,5 часа (табл. 1).

Таблица 1

Результаты селективного термического разложения сульфатов железа в неподвижном и перемешиваемом слое и выщелачивания огарка в 100 мл воды

Выход огарка в % к весу сульфатов	Содержание элементов после выщелачивания огарка и фильтрации							
	в осадке, %				в фильтрате, г/л			
	Fe	Cu	Zn	S	Fe	Cu	Zn	S
64,71	а) При нагревании в неподвижном слое							
	46,33	0,65	4,20	не опр.	4,35	1,65	4,80	не опр.
62,30	б) При нагревании с перемешиванием							
	64,40	0,10	2,74	1,37	3,75	2,00	5,50	7,02

Были поставлены опыты разложения сульфатов в «кипящем слое». Эти опыты велись в прозрачных кварцевых трубках, помещаемых в вертикальную трубчатую электрическую печь. Через нижний конец трубки из баллона продувался воздух. Условия «кипящего слоя» создавались таким образом: перед каждым опытом через кварцевую трубку с помещенной в нее навеской продувался воздух, отмечалось давление, при котором фактически образовывался «кипящий слой». После опускания трубки в печь все время поддерживалось отмеченное давление. Навески сульфатного порошка (— 100 + 200 меш) брались по 10 г. Из ряда опытов в качестве примера приводим результаты одного из опытов, проведенного при температуре 750° С, скорости продуваемого воздуха 350 см³ в минуту, нагревании в течение 75 минут (табл. 2).

Были проведены также опыты разложения сульфатов под небольшим вакуумом (5—8 мм рт. ст.), создаваемым водоструйным насосом. Разложение осуществлялось в закрытой кварцевой вертикальной трубке (d = 12 мм) с отводной узкой (d = 5 мм) трубкой, через которую от-

Таблица 2

Результаты термического разложения сульфатов железа в «кипящем слое»

Выход в % к навеске	Содержание элементов									
	в осадке, %					в фильтрате, г/л				
	Fe	Cu	Zn	S	Cd	Fe	Cu	Zn	S	Cd
47,30	62,30	1,43	2,50	0,81	0,012	не обнаруж.	2,04	7,52	4,20	0,025

сасывался газ; создаваемый вакуум ~ 6 мм рт. ст. Навески по 10 г после разложения выщелачивались в воде, фильтровались, осадки высушивались и взвешивались. Фильтраты и осадки анализировались. Для примера приводятся результаты анализов осадка и фильтрата одного из ряда опытов (табл. 3).

Таблица 3

Результаты разложения сульфатов железа под небольшим вакуумом в течение 4 часов при температуре 740° С

Выход в % к навеске	Содержание элементов							
	в осадке, %				в фильтрате, г/л			
	Fe	Cu	Zn	S	Fe	Cu	Zn	S
67,96	0,15	0,79	0,14	не обнаруж.	2,62	6,88	4,91	

Аналогичные опыты были проведены с навесками сульфатного порошка по 100 г. Результаты отдельных опытов, осуществленных при температуре 650° С, указаны в табл. 4.

Таблица 4

Результаты термического разложения сульфатов под небольшим вакуумом (~ 6 мм рт. ст.) с навесками по 100 г

Время нагревания в часах	Выход в % к навеске	Содержание элементов							
		в осадке, %				в фильтрате, г/л			
		Fe	Cu	Zn	S	Fe	Cu	Zn	S
1	79,0	56,21	0,05	0,60	1,04	23,3	3,74	13,75	37,14
2	43,0	69,42	2,30	5,50	0,63	следы	2,28	8,98	6,06

Для сравнения и выяснения влияния на разложение сульфатов кислорода воздуха опыты с сульфатным порошком (навески по 100 г) были проведены также с продуванием воздуха через навеску со скоростью 20—25 см³ в минуту. Результаты наиболее характерных опытов приведены в табл. 5.

Данные табл. 5 показывают, что лучшего качества окись железа получается в результате нагревания сульфатов при возможно меньшей температуре (600° С) и при меньшей интенсивности разложения сульфатов (более двух часов). Повышение температуры и продувание воздуха интенсифицируют процесс, однако качество окиси железа при этом ухудшается (повышается содержание меди и цинка в осадке).

Проведенные в разных условиях опыты (более 100) показали полную возможность селективного выделения железа в виде Fe₂O₃ из смеси сульфатов.

ся почти чистая окись железа (Fe — 57—67%; Cu — 0,50—0,86%; Zn — 1,58—2,50%). Кроме того, в результате этого процесса получается техническая серная кислота.

3. Испытана модель промышленного аппарата шахтной печи для обезвоживания и разложения сульфатов железа. Показана возможность использования этого аппарата в промышленных условиях.

Уральский филиал
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
19/VI 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. Ф. М. Лоскутов, *Металлургия свинца и цинка*. Metallurgizdat, М., 1956.
2. Д. М. Чижиков, *Металлургия тяжелых цветных металлов*. Изд. АН СССР, М., 1949.
3. В. И. Смирнов, *Окислительный обжиг медных руд и концентратов*. ОНТИ, М., 1938.

Н. Г. МОЛЕВА, П. С. КУСАКИН, Э. М. РАПОПОРТ

О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ОКИСЛОВ И СУЛЬФИДОВ ЧЕРЕЗ ГАЗОВУЮ ФАЗУ

Сульфидирование окислов меди, никеля и железа за счет газообразной серы можно рассматривать как восстановительный процесс, который протекает в соответствии с принципом последовательности превращений, сформулированным А. А. Байковым [1]. Так, при сульфидировании окиси железа нами последовательно были зафиксированы магнетит, закись железа и смесь из металлического железа и его сульфида.

В настоящей статье приводятся результаты исследования взаимодействия окислов и сульфидов меди, никеля и железа через газовую фазу.

Реакции между окислами и сульфидами металлов играют значительную роль в цветной металлургии. В большинстве работ, посвященных этому вопросу, предполагается, что взаимодействие происходит только в твердой и жидкой фазах, а газовой среде не придается большого значения.

Исследования А. М. Гинстлинга [2] по взаимодействию реагентов в твердых фазах показывают, что только в самом начале реакции протекают на поверхности зерен. Значительная же скорость реакции, т. е. одновременное действие на всю поверхность, может быть только в случае перехода диффундирующего реагента в газовую или жидкую фазу в результате диссоциации или плавления.

В черной металлургии накоплен значительный экспериментальный материал о прямом восстановлении окислов металлов твердым углеродом [3, 4], подтверждающий точку зрения А. А. Байкова [1, 5] и И. А. Соколова [6], утверждающих, что непосредственное взаимодействие твердых реагентов имеет подчиненное значение, основные же процессы протекают в газовой, а иногда и жидкой фазе.

Внимательное рассмотрение результатов некоторых работ о реакциях между сульфидами и окислами металлов показывает, что ряд закономерностей может быть объяснен только взаимодействием реагентов в газовой фазе.

Так, А. Н. Крестовников и И. Д. Комков [7], изучая взаимодействие сульфидов меди и свинца с окисью железа в твердом состоянии, заметили, что выше 800° реакция замедляется из-за спекания компонентов шихты. По-видимому, в данном случае процесс шел через газовую фазу, образование расплава из продуктов реакции препятствовало дальнейшему газовому обмену и замедляло взаимодействие.

Для выяснения возможности протекания реакций между сульфидами и окислами металлов через газовую фазу эксперименты были поставлены нами так, чтобы исключить взаимодействие в твердом виде. В кварцевую пробирку диаметром 20 мм помещалась навеска сульфида, над ней на решеточку из слюды насыпался окисел. Система промывалась азотом, который, кроме общепринятой очистки, пропускаться через колонку, наполненную специальной смесью для поглощения следов кислорода [8]. Образующийся сернистый газ улавливался 0.1 N раствором

йода. Время выдержки смеси при данной температуре изменялось от 45 до 240 мин. После эксперимента образцы подвергались микроскопическому исследованию для установления минералогического состава конечных и промежуточных продуктов реакции. Одновременно ставилась задача подтвердить результаты нашего предыдущего исследования о наличии промежуточной стадии металла при сульфидировании окислов.

В связи с этим необходимое количество сульфидизатора для 0,2—1,0 г закиси меди или никеля высчитывалось по уравнению $\text{MeS} + 2\text{MeO} = 3\text{Me} + \text{SO}_2$. Как показали предварительные эксперименты, при избытке сульфида весь металл полностью сульфидируется.

В первой серии опытов изучались реакции сульфидирования закиси меди в зависимости от крупности материала и расстояния между реагирующими веществами.

Исходными продуктами являлись: закись меди ХЧ и сульфид меди — халькозин, содержащий 19,6% серы.

Опыты проводились при температуре 900—910°, при которой, по данным В. И. Смирнова, упругость паров SO_2 для реакции $\text{Cu}_2\text{S} + 2\text{Cu}_2\text{O} = 6\text{Cu} + \text{SO}_2$ равна 4 ат (т. е. в твердом состоянии процесс протекает активно).

Вначале исследуемые вещества крупностью 0,8—1,0 мм были разделены слюдяной решеткой, минимальное расстояние между кусочками закиси и сульфида было 2—3 мм. По количеству выделившегося сернистого газа было подсчитано, что реакция в этом случае проходит на 12,5—15%; с перемешиванием материала той же крупности, т. е. с уменьшением расстояния между частицами, полнота реакции заметно не изменилась.

Исследование под микроскопом образцов после опыта показало, что основная масса зерен сульфида и закиси покрыта тонким слоем металлической меди. На рис. 1 приведена для примера микрофотография зерна халькозина в оболочке из металлической меди.

С уменьшением размеров зерен до 0,15—0,20 мм реакция проходит на 30—35% как в случае перемешивания реагирующих веществ, так и при разделении их слюдяной пластинкой. Под микроскопом ясно видно, что почти все зерна сульфида и закиси покрыты медью.

Повышение температуры до 950—970° приводит к частичному спеканию закиси и сульфида меди, разделенных слюдой, тогда реакция проходит только на 10—15%.

Во всех проведенных экспериментах скорость реакции взаимодействия окисла и сульфида вначале постоянна, а затем убывает во времени (рис. 2). Как видно из рис. 2, наиболее интенсивно процесс проходит в случае мелких частиц. Замедление процесса объясняется тем, что на поверхности частиц образуется слой меди.

Полученные экспериментальные данные показывают, что, несмотря на малую величину равновесной упругости диссоциации сульфида и закиси меди (при 900° $\lg P_{\text{S}_2}$ для $\text{Cu}_2\text{S} = -8,1$ $\lg P_{\text{O}_2}$ для $\text{Cu}_2\text{O} = -7,4$ [9]), взаимодействие между ними происходит через газовую фазу. Реакция лимитируется диффузией кислорода и серы сквозь образовавшуюся металлическую медь. При спекании компонентов образование жидкой фазы служит препятствием для диффузии в газовую фазу серы и кислорода. Толщина слоя металла на закиси меди при одном и том же количестве сульфидизатора мало зависит от времени выдержки.

В другой серии опытов проводилось сульфидирование закиси никеля пирротинном, халькозином и техническим сульфидом железа. Закись никеля применялась ХЧ, пирротин, искусственно приготовленный, содержал 36,3% серы, техническое сернистое железо — 29,2% серы, 2,4% ме-



Рис. 1. Сульфид (1) и закись меди (3) в оболочке из металлической меди (2) $\times 200$.

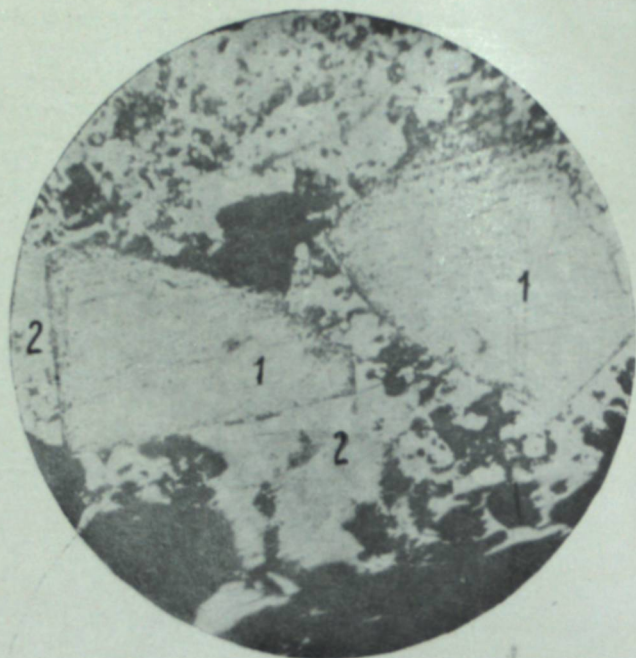


Рис. 3. Прямоугольные кристаллы металлического никеля (1) в сульфиде никеля (2) $\times 300$.

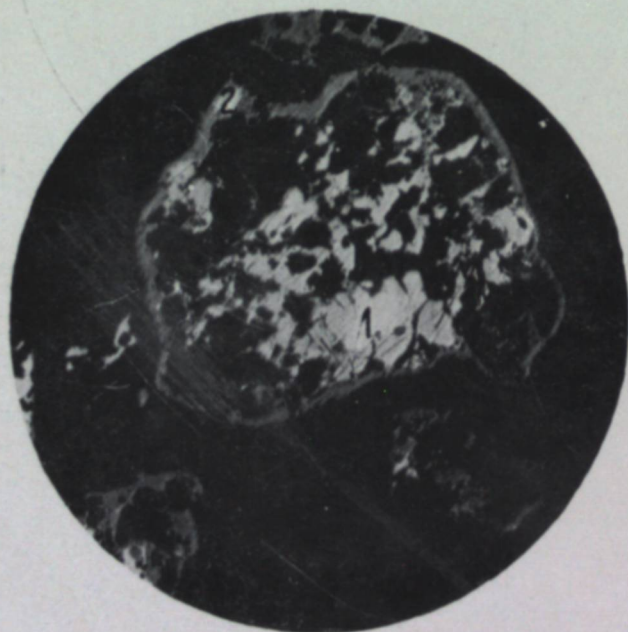


Рис. 4. Зерно пирротина (1) в оболочке из магнетита (2) $\times 200$.

ди. Методика эксперимента оставалась прежней. Температуру опыта не поднимали выше $790-810^\circ$ ввиду легкоплавкости сульфида никеля.

Закись никеля сульфидируется значительно труднее, чем закись меди. Когда сульфидизаторами являлись пирротин или халькозин, реакция

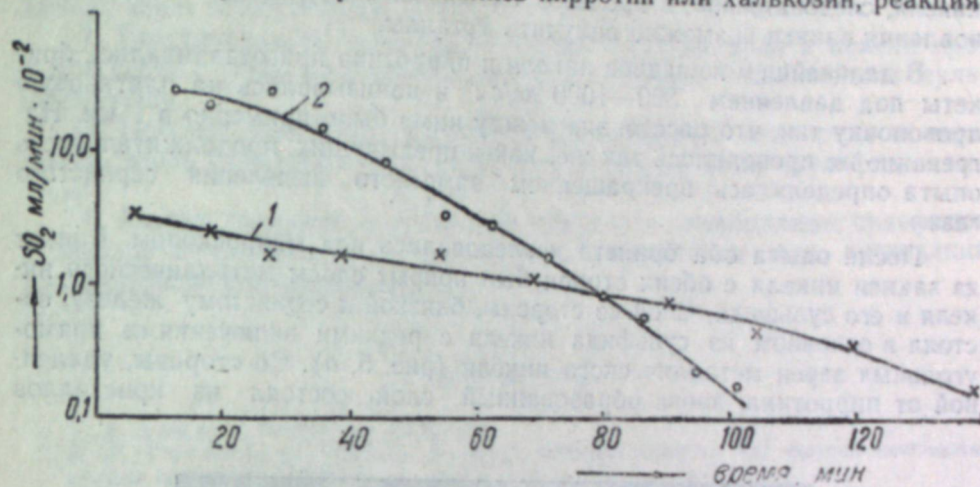


Рис. 2. Изменение скорости выделения сернистого газа при сульфидировании закиси меди.
1 — для частиц 0,8—1,0 мм, 2 — для частиц 0,15—0,20 мм.

проходила только на 3—7%, но на холодных частях кварцевой ампулы наблюдался налет элементарной серы. Среди основной массы закиси никеля появляются корольки его сульфида. Под микроскопом видно, что в сульфиде имеются крупные кристаллы металлического никеля, часто с прямоугольными очертаниями. На рис. 3 приведена микроструктура королька сульфида никеля с включениями кристаллов металлического никеля, которые протравлены 10% раствором персульфата аммония. Аналогичные результаты получены и тогда, когда вместо пирротина было взято техническое сернистое железо с большим недостатком серы. В этом случае получалось несколько больше никеля и меньше его сульфида.

Заметная разница наблюдается в поведении сульфидизаторов: пирротина и халькозина. Если сульфид меди при взаимодействии с окислами меди и никеля покрывается тонким слоем металлической меди, то зерна пирротина — слоем магнетита (рис. 4). Наличие различных продуктов реакции объясняется, вероятно, значительной разницей в прочности окислов меди, железа и серы. В табл. 1 приведены изобарные термодинамические потенциалы для образования указанных окислов по данным Розенквиста [10].

Таблица 1

Изобарные термодинамические потенциалы реакции $2Me + O_2 = 2MeO$

Окисел	Температура, $^\circ C$				
	800	900	1000	1100	1200
$2Cu_2O$	-47382	-44370	-41358	-33346	-34281
$2NiO$	-65000	-60000	-55000	-51000	-45000
$2FeO$	-92770	-89701	-86632	-83563	-80494
SO_2	-68016	-66291	-64566	-62841	-61116

Как видно из приведенной таблицы, закись железа прочнее сернистого газа, поэтому в процессе окисления пирротина легче образуются окислы железа, чем окислы серы. Сернистый газ прочнее закиси меди и никеля, следовательно, в процессе окисления их сульфидов или восстановления закиси возможно получить металлы.

В дальнейшем из закиси никеля и пирротина приготавливались брикеты под давлением $800-1000 \text{ кг/см}^2$ и нанизывались на платиновую проволочку так, что расстояние между ними было примерно в 1 мм. Нагревание их проводилось так же, как и предыдущих, продолжительность опыта определялась прекращением заметного выделения сернистого газа.

После опыта оба брикета исследовались под микроскопом. Брикет из закиси никеля с обеих сторон был покрыт слоем металлического никеля и его сульфида. Слой со стороны, близкой к сернистому железу, состоял в основном из сульфида никеля с редкими включениями прямоугольных зерен металлического никеля (рис. 5, а). Со стороны, удаленной от пирротина, вновь образованный слой состоял из кристаллов

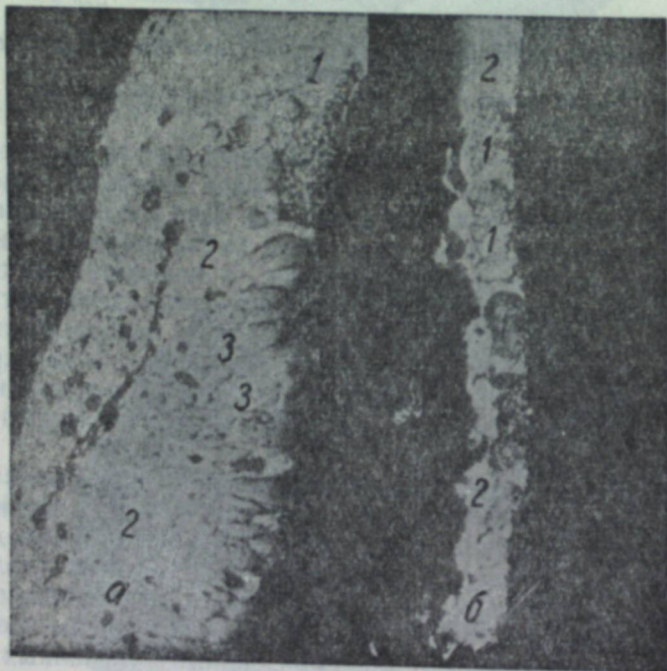


Рис. 5. оболочка из металлического никеля (1) и его сульфида (2) вокруг брикета из закиси никеля (3):

а — слой со стороны пирротина, б — слой с противоположной от пирротина стороны $\times 200$.

металлического никеля, сцементированных его сульфидов (рис. 5, б). Брикет из сернистого железа был покрыт с поверхности слоем магнетита.

В условиях проведенных экспериментов не удалось полностью просульфидировать (восстановить) весь окисел вследствие того, что поверхности реагирующих веществ покрывались слоем продуктов реакции (металлом, его сульфидом или окислом), которые сильно замедляли процесс.

Выводы

1. Возможно взаимодействие сульфидов и окислов меди, железа и никеля через газовую фазу.
2. Восстановление газобразной серой окислов меди и никеля проходит через ступень образования металла, который в дальнейшем сульфидируется.
3. Процесс лимитируется медленной диффузией кислорода и серы сквозь вновь образованные на поверхности окисла фазы (сульфид и металл).
4. Малая величина равновесной упругости диссоциации сульфидов и окислов не является в данном случае препятствием для протекания взаимодействия в газовой фазе.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. А. Байков, *Металлург*, № 3, 1926.
2. А. М. Гинстлинг, *Реакции в смесях твердых веществ*. Сб. физико-химические основы керамики, М., 1956.
3. П. В. Гельд, *Физико-химические основы производства чугуна*. Metallurgizdat, 1956.
4. Г. И. Чуфаров, Е. П. Татиевская, *Проблемы металлургии*. Изд. АН СССР, 1953.
5. А. А. Байков, А. С. Тумарев, *Изв. АН СССР, ОТН*, № 1, 1937.
6. И. А. Соколов, *Доменный процесс*. ГОНТИ, 1938.
7. А. Н. Крестовников, И. Д. Комков, *Сб. трудов Моск. ин-та цв. металлов и золота*, № 14, 1946.
8. Л. М. Конторович, Ф. М. Рапопорт, *Заводская лаборатория*, № 5, 1951.
9. А. Н. Вольский, *Основы теории металлургических плавок*. Metallurgizdat, 1943.
10. T. Rosenquist. *J. Iron and Steel Institute*. vol. 176, part 1, p. 37, 1954.

И. А. ЯВОРСКИЙ

К ВОПРОСУ О СТРУКТУРЕ ПОТОКА
ОДИНОЧНОЙ СТРУИ И СИСТЕМЫ ПЛОСКИХ СТРУИ

Струйная подача жидкостей и газов нашла широкое применение в различных областях техники (эжекторы, острое дутье, подача первичного и вторичного дутья в топочные камеры, продувание решеток различного типа и др.).

Исследованию структуры струй посвящено поэтому большое количество работ [1—7]. И все же некоторые из факторов, оказывающих влияние на структуру потока, еще недостаточно изучены; особенно это относится к струям, действующим в системе.

Структура потока одиночной струи

Теория одиночной затопленной струи, предложенная Л. Прандтлем [7] и развитая Г. Н. Абрамовичем [1], достаточно удовлетворительно подтверждается опытными данными. Однако разработанные Г. Н. Абрамовичем математические зависимости справедливы только за пределами начального участка струи, для круглой и плоско-параллельной струи они различны по виду и имеют разные коэффициенты структуры струи. Формулы, полученные на основании обработки опытных данных [2—4], также справедливы лишь за пределами начального участка.

Более удачное теоретическое решение поставленной задачи выполнено А. К. Дюниным [5]. В результате проведенного им решения для пространственного течения струи дифференциального уравнения

$$\frac{\partial W^2}{\partial (x^2)} = a^2 \left(\frac{\partial^2 W^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W^2}{\partial z^2} \right)$$

была получена в общем виде следующая формула изменения относительной скорости по продольной оси струи:

$$\frac{W}{W_0} = \sqrt{\operatorname{erf} \frac{A}{4ax} \cdot \operatorname{erf} \frac{b}{4ax}} \quad (1)$$

где W — скорость по оси струи на расстоянии x от места ее выхода из насадки в м/сек,

W_0 — начальная скорость потока в месте выхода из насадки в м/сек,

A и b — продольный и поперечный размеры прямоугольной насадки в м,

a — коэффициент структуры струи,

$\operatorname{erf} x$ — табличная функция Крампа.

Для круглой насадки при радиусе $r = \frac{A}{2} = \frac{b}{2}$ формула [1] принимает вид:

$$\frac{W}{W_0} = \operatorname{erf} \frac{r}{2ax} \quad (2)$$

Как видно из структуры формулы (1), она справедлива от $x = 0$ до $x = \infty$, т. е. и для начального участка струи, где $\frac{W}{W_0} = 1$.

Анализ формулы показывает, что величина начального участка может быть получена с точностью до четвертого знака из условий, при которых для круглой струи

$$\operatorname{erf} \frac{r}{2ax} = 1.$$

Согласно таблицам функций Крампа, этому соответствует

$$\frac{r}{2ax} = 2,87,$$

при $a = 0,05$ длина начального участка составит $x_0 = 3,5 r$.

Для плоско-параллельной струи $x_0 = 1,75 b$, где b — меньшая сторона насадки.

По данным И. Д. Семикина [4], эта величина составляет $(4 \div 6) b$. Такое расхождение может быть допущено из-за трудности точного замера скоростей в этой области, так как при ошибке всего на 2%, т. е. при $\frac{W}{W_0} = 0,98$ по формуле (1), $\frac{x}{b} = 3,05$. По нашим опытным данным, величина начального участка достаточно удовлетворительно совпадает с теоретической.

Сопоставление опытных данных с полученными по формуле (1) или (2) показало, что для различных форм насадок, включая круглые и щелевые с $A/b = 100$, с достаточной для практических расчетов точностью коэффициент структуры струи a может быть принят постоянным и равным 0,05. При обработке опытных данных средняя величина этого коэффициента для щелевых насадок с $A/b = 100$ составила 0,044. Построенные по формуле (1) при $a = 0,05$ кривые достаточно удовлетворительно сходятся с опытными данными, полученными в лаборатории теплотехники транспортно-энергетического института ЗСФАН СССР*. Представленные на рис. 1 данные для различных форм выходных сечений дают возможность установить влияние формы насадки и величины выходного сечения на изменение относительной осевой скорости в безразмерных координатах. Эти данные указывают на необоснованность рекомендации ряда авторов [1, 3, 4] применять формулу для круглой насадки с другим значением коэффициента структуры струи к насадкам с иной формой выходного сечения. Такое предложение появилось, по-видимому, в связи с тем, что все струи с размером сторон насадки $A/b < 30$ после выхода в свободное пространство на относительно коротком расстоянии меняют свою форму, превращаясь в круглую, что видно из рис. 2, где замкнутые линии характеризуют линии постоянных скоростей по отношению к оси струи.

Струи, выходящие из щелевых насадок с $A/b > 30$, сохраняют плоскую форму с вполне определенным углом ее раскрытия (рис. 3). На рис. 3 приведены также опытные кривые изменения объемного расхода Q к начальному Q_0 и средней скорости струи W_{cp} к осевой W по длине струи.

Приведенные данные показывают ошибочность рекомендаций (6) установки сопел острого дутья с размером $A/b = 10$ с горизонтальным расположением стороны A для перекрытия струями большей площади восходящего потока топочных газов.

* Испытание насадок проведено инж. М. С. Шарловской и инж. Н. М. Прохоровым при участии и под руководством автора статьи.

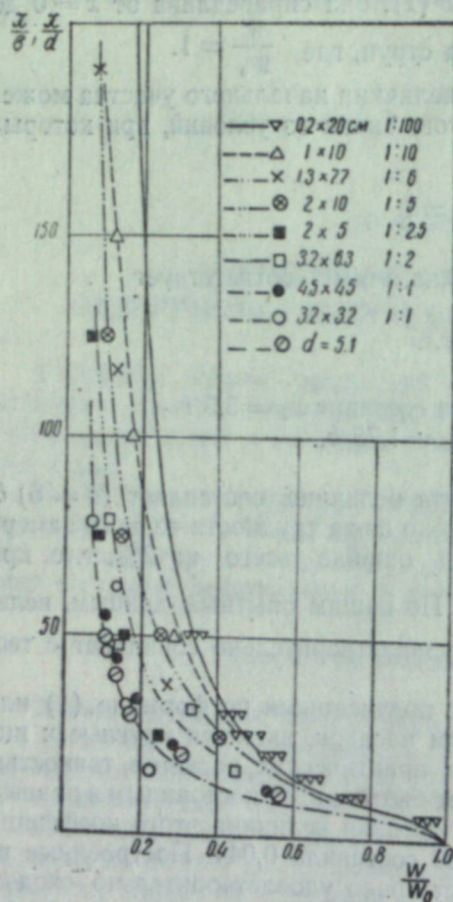


Рис. 1. Изменение осевой скорости струи для насадок различной формы и размеров в сопоставлении с опытными данными.

Явление изменения формы прямоугольных струй при небольшом соотношении сторон может быть объяснено следующим образом. В турбулентной струе наблюдается беспорядочное движение вихревых масс, которые обладают, наряду с основными осевыми скоростями, и некоторыми поперечными пульсационными токами. Последние, находясь у поверхности струи, выскакивают за ее пределы и, соприкасаясь с неподвижной средой, передают часть своей энергии близко расположенным частичкам газа, которые начинают свое движение вместе с несколько заторможенными вихрями поперечных пульсационных составляющих. Следующие пульсационные токи, выходящие из струи, увеличивают осевую скорость вовлеченных в поток частиц и захватывают новые, тем самым передают им часть своей энергии. Это приводит к увеличению количества газа, перемещающегося в виде струи, и понижению скоростей вначале в поверхностных слоях струи, а затем и в центре. По мере удаления от устья сопла размер струи увеличивается, так как толщина пограничного слоя между струей и средой возрастает, а за пределами начального участка его влияние распро-

страняется до оси, что приводит к снижению и осевой скорости.

Струи, выходящие из круглых насадок, являются осесимметричными. То же самое можно сказать и относительно струй, выходящих из щелевых насадок, так как при значительных соотношениях размеров ($A/b > 30$) некоторое изменение формы струи на ее концах мало меняет общую форму поперечного сечения.

Нарушение геометрического подобия формы поперечного сечения струи с формой насадок, имеющих $A/b < 30$, связано с тем, что прямоугольные насадки имеют увеличенный периметр струи, а следовательно, и большее количество заторможенных поперечных пульсаций (особенно в острых углах), которые, не имея возможности возвратиться обратно, уменьшают ее плотность. Последнее приводит к некоторому понижению давления внутри струи и появлению сил сжатия, в первую очередь, в местах наибольшего торможения, т. е. со стороны острых углов и меньшей стороны прямоугольника. В конечном счете это завершается принятием струей формы с наименьшей поверхностью соприкосновения с внешней средой, т. е. приближающейся к круглой. Определенное влияние на это, по-видимому, оказывают и процессы диффузионного перемешивания, что

можно проследить при анализе формулы (9) из [5] после решения ее для плоской струи.

Такая перестройка формы струи способствует сохранению более высоких скоростей в ее центральной части, что выражается в менее резком снижении осевой скорости и обеспечивает большую дальность

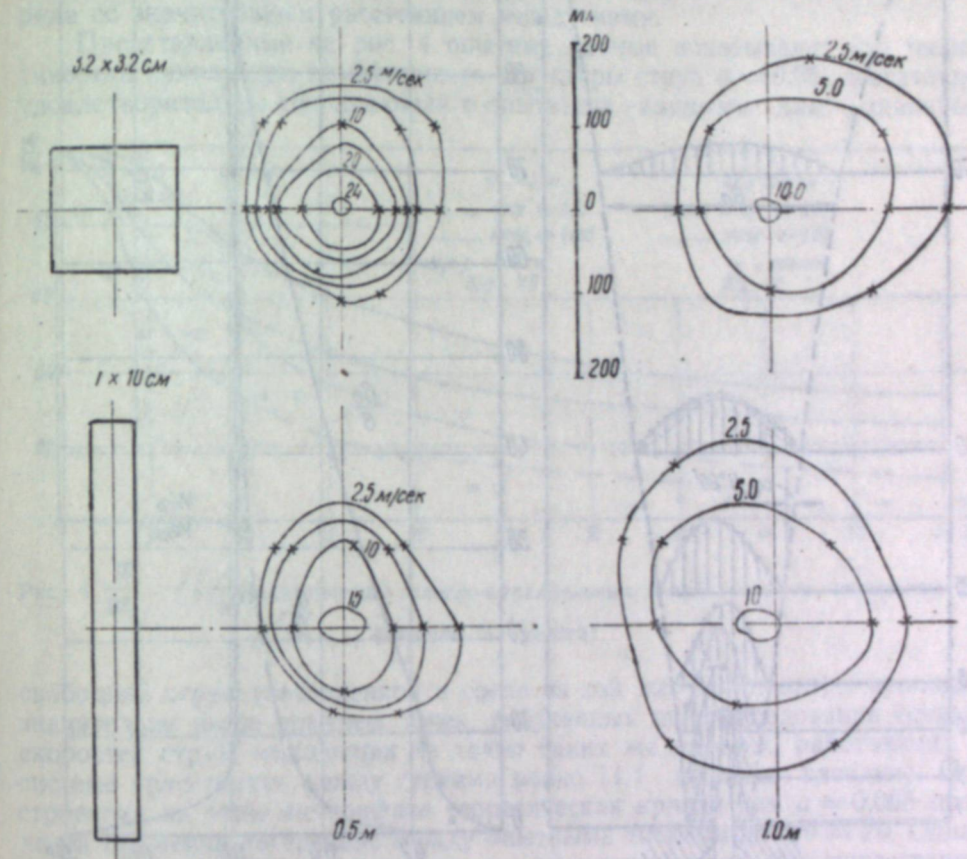


Рис. 2. Линии постоянных скоростей в сечении воздушных струй на различных расстояниях от устья сопла.

при $d = b$, т. е. когда диаметр круглой струи равен меньшей стороне прямоугольного выходного сечения (рис. 1). При расчете выходного сечения по гидравлическому диаметру особенности плоско-параллельных струй не выявляются, так как он мало изменяется при значительном увеличении большей стороны выходного сечения насадки (при $A/b = 30$ $d_s = 1,94 b$, а при $A/b = 100$ $d_s = 1,98 b$).

Малое влияние большей стороны A на гидравлический диаметр при $A/b > 30$ подтверждается и поведением струи, что можно обнаружить при анализе формулы (1) и сопоставлении с опытными данными. Поэтому является обоснованным выделение в самостоятельную группу плоско-параллельных струй насадок со стороны $A/b > 30$.

Следующим фактором, связанным с формой насадки и влияющим на скорость струи, является величина угла ее раскрытия по отношению к оси струи.

Увеличение угла сужения насадки с 8 до 32° приводит к снижению осевой скорости на $15-20\%$, при этом изменяется и угол расхождения струи, но на относительно небольшую величину. Эти данные свидетельствуют о сравнительно малой роли формы самой насадки. Следует отме-

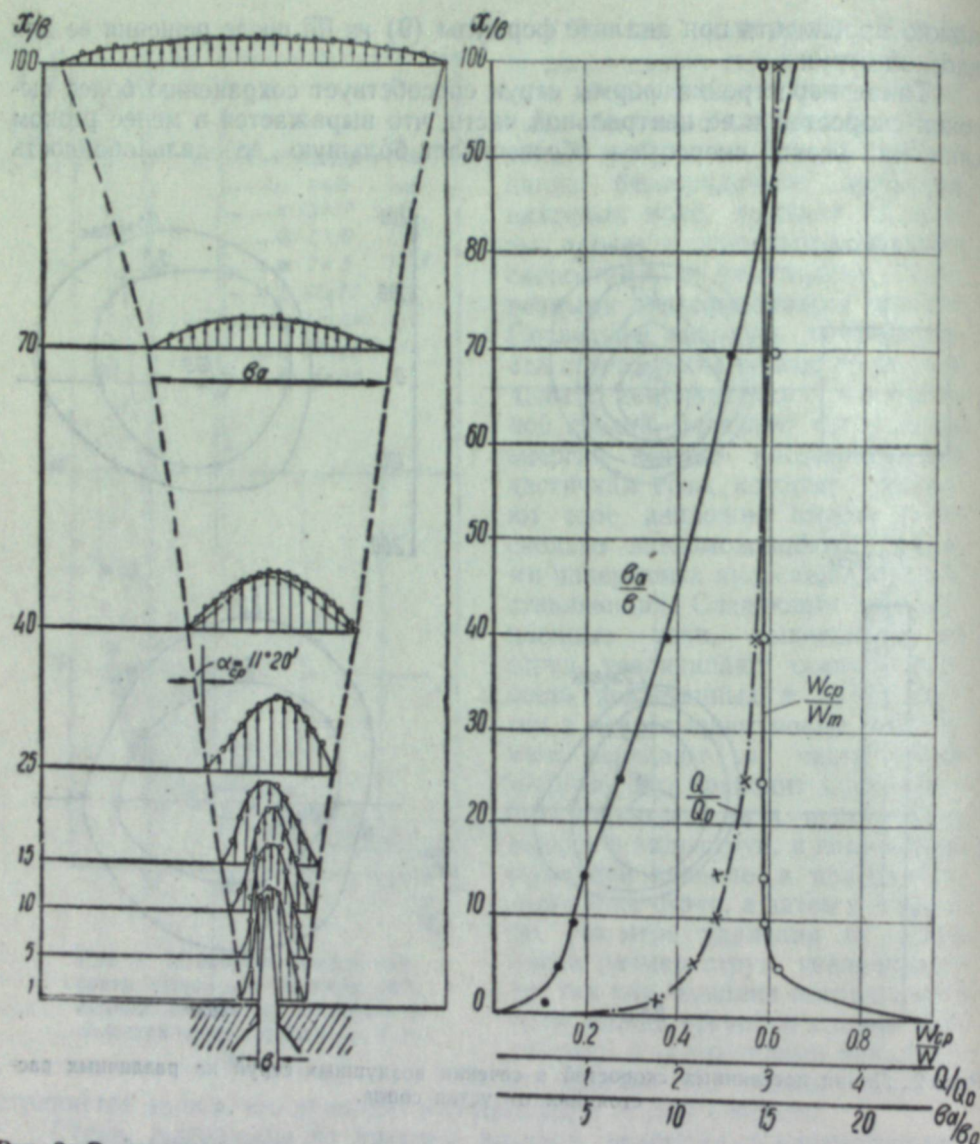


Рис. 3. Распределение скоростей по ширине плоской струи и изменение относительных расходов W_{cp}/W_m , средних скоростей W_{cp}/W_m и относительной ширины струи ba/b по ее длине.

туть, что теоретическая кривая, полученная по формуле (1) для $a = 0,05$, хорошо согласуется с опытными данными только для одной из форм насадок с углом раскрытия 32° , что указывает на заметное изменение коэффициента структуры струи. При угле сужения насадки 6° хорошее совпадение опытных данных с теоретическими имеет место при $a = 0,044$. Это относится ко всем формам выходных сечений насадок. Поэтому будет, по-видимому, более правильным не прибегать к округлению коэффициента структуры струи до 0,05 и в расчетах принимать его равным 0,044, так как большинство насадок имеет угол сужения, близкий к 8° .

Структура потока системы плоских струй

Определенный интерес представляет исследование структуры системы струй, так как такие системы имеют широкое распространение (мно-

гофорсуночное сжигание газов или пылевидного топлива, острое дутье, продувание колосниковых и других решеток).

Наиболее близкой по своей структуре к одиночной струе является система струй, применяемая для острого дутья, где предусматривается подача высоконапорного дутья из струй, расположенных в один или два ряда со значительным расстоянием между ними.

Представленные на рис. 4 опытные данные показывают, что теоретическая кривая при коэффициенте структуры струи $a = 0,05$, достаточно удовлетворительно совпадающая с опытными данными для одиночной

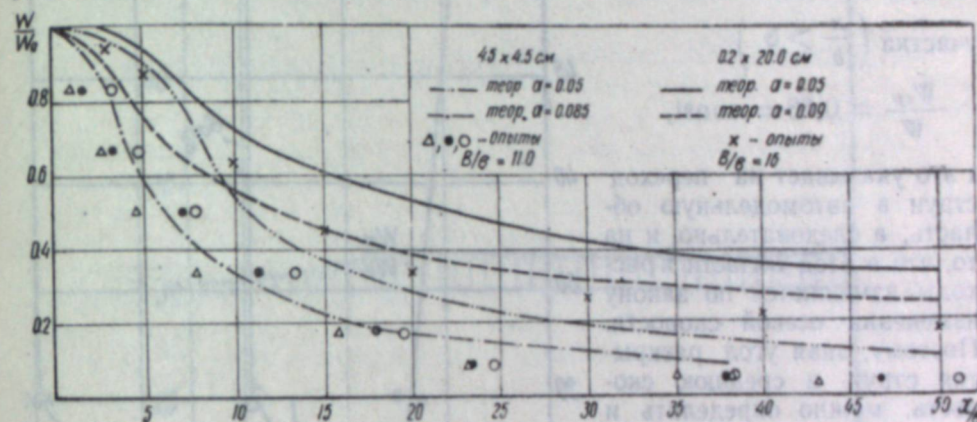


Рис. 4. $\frac{W}{W_0} = f\left(\frac{x}{b}\right)$ для системы плоско-параллельных струй (кривые построены по формуле (1) текста).

свободной струи (затопленной в среде из той же жидкости), проходит значительно выше опытных точек, полученных при исследовании осевых скоростей струй, выходящих из точно таких же насадок, работающих в системе (расстояние между струями равно 11,1 ширины насадки). Построенная на этом же графике теоретическая кривая для $a = 0,085$ проходит примерно посередине между опытными точками до $x/b = 20$. Однако характер расположения последних для каждого из опытов существенно отличается от поведения теоретической кривой, что указывает на невозможность использования формулы (1) и для системы струй. Еще более наглядно это видно из данных для плоско-параллельных струй, представленных на том же рис. 4.

Из-за большой сложности теоретического решения задачи для системы струй с учетом всех основных факторов были установлены математические зависимости изменения осевых скоростей струй по их длине в результате обработки опытных данных. При этом были получены следующие уравнения: для системы струй, вытекающих из квадратных насадок, расположенных в один ряд, с шагом $11,1 b$

$$\frac{W}{W_0} = 1,75 \left(\frac{x}{b}\right)^{-0,75} \quad (3)$$

Для системы плоско-параллельных струй при $\frac{A}{b} = 100$ шагом между струями в $16 b$ и ограниченных боковыми стенками

$$\frac{W}{W_0} = 3,45 \left(\frac{x}{b}\right)^{-0,75} \quad (4)$$

Угол раскрытия плоско-параллельных струй до места соприкосновения их друг с другом изменяется не по прямой, как это имело место для

одиночных, а в более сложной зависимости, что видно из опытных данных, приведенных на рис. 5. При этом после слияния ширина струи остается постоянной, а осевая скорость продолжает снижаться до выравнивания ее со скоростью фильтрации. На рис. 5 представлены также кривые изменения соотношения средней скорости струи к осевой ($\frac{W_{cp}}{W_m}$) и расходов ($\frac{Q}{Q_0}$); из кривых видно, что за пределами начального участка ($\frac{x}{b} > 5$)

$$\frac{W_{cp}}{W} = 0,63 = \text{const},$$

а это указывает на переход струи в автомодельную область, а следовательно, и на то, что в этой области и расходы изменяются по закону изменения осевой скорости. Поэтому, зная угол раскрытия струи и среднюю скорость, можно определить и расход. Так как

$$Q = W_{cp} F = \text{const. } WF,$$

то, приняв в среднем для плоско-параллельной струи

$$\frac{ba}{b} = \frac{F}{F_0} = 0,5 \frac{x}{b}$$

и подставив значение W_m и F из (4) в (5а), получим

$$\frac{Q}{Q_0} = 1,09 \left(\frac{x}{b}\right) 0,25, \quad (5)$$

где $Q_0 = F_0 W_0$, $\text{const.} = 0,63$
 F_0 и F — сечение струи на воде и на расстоянии x/b .

Сопоставление опытных данных расходов для одиночной струи (рис. 3) и системы струй (рис. 5) показывает заметное расхождение относительных величин расходов, что связано как с изменением структуры потока самих струй, так и с наличием вполне направленных потоков в межструйных пространствах.

Данные замеров направлений и относительных величин скоростей в системе струй показывают (рис. 6),

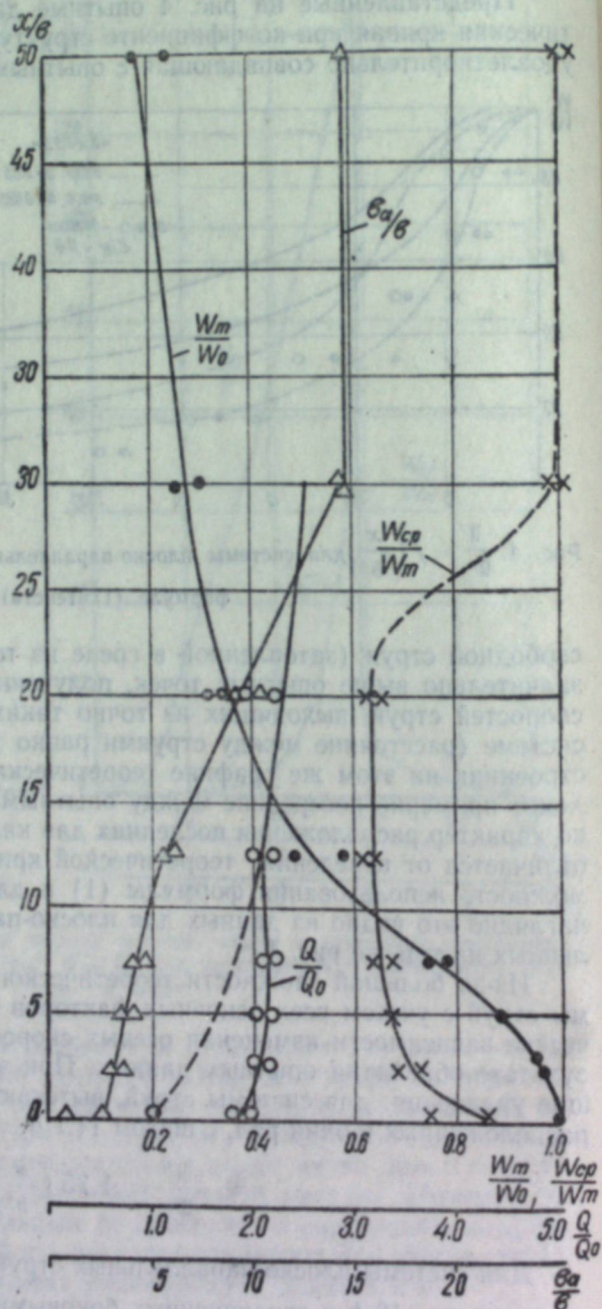


Рис. 5. Изменение относительных скоростей плоско-параллельных струй, действующих в системе ($\frac{W}{W_0}$) и средних ($\frac{W_{cp}}{W}$), а также относительных расходов ($\frac{Q}{Q_0}$) и размеров струи по ее длине.

что в межструйных пространствах потоки имеют обратное направление. Опыты проводились в камере высотой 500 мм с решеткой 200×200 мм с профрезерованными щелями $b = 2$ мм через каждые 30 мм.

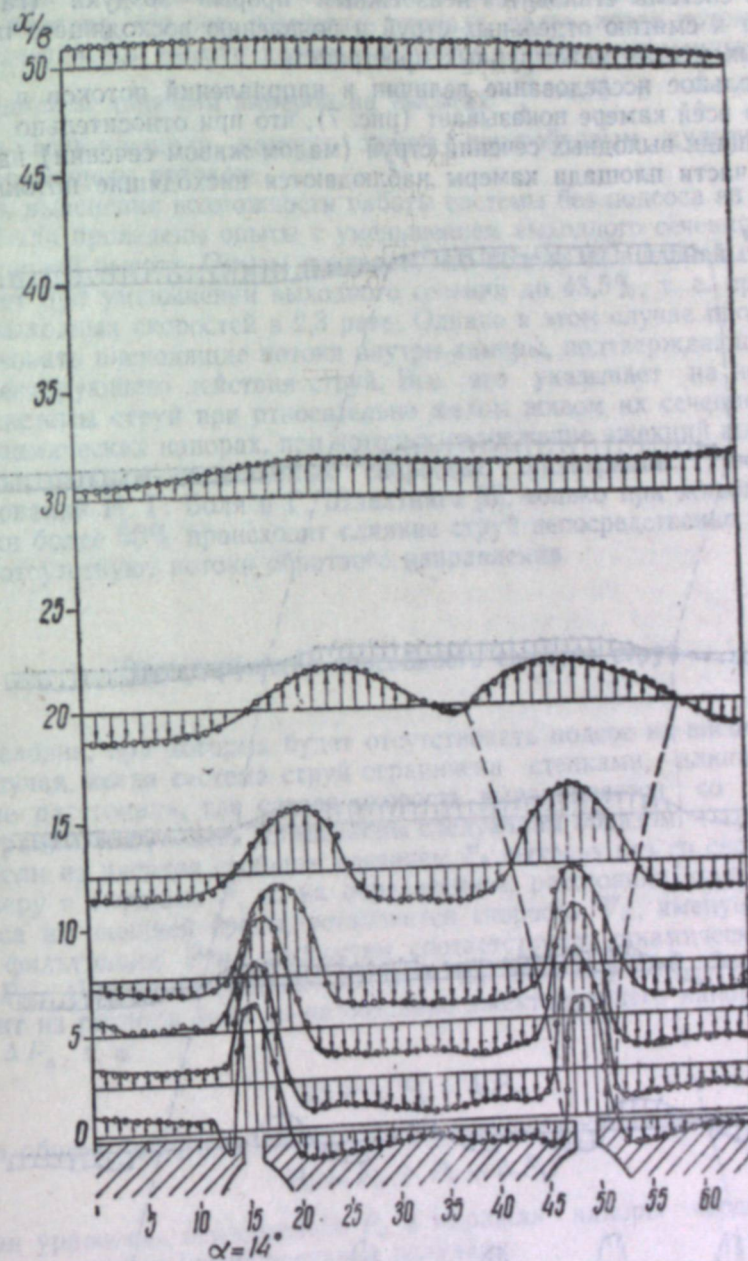


Рис. 6. Эпюры скоростей по высоте камеры двух плоско-параллельных струй, действующих в системе.

По общему виду правая струя сходна с одиночной с примерно таким же углом раскрытия (14°), но левая имеет несимметричную форму с криволинейной осью. Кроме того, с левой стороны, в нижней части межструйного пространства, направление потока совпадает с направлением струи, а несколько выше ($\frac{x}{b} > 5$) поток снова идет в обратном направлении.

Такое явление связано с тем, что у корня струи за счет эжекции происходит большее разрежение, чем динамический напор в верхней части камеры, где произошло уже выравнивание скоростей. Поэтому для уравнивания системы становится неизбежным прорыв воздуха (газа), что приводит к смятию отдельных струй и появлению восходящего потока в отдельных местах межструйных пространств.

Детальное исследование величин и направлений потоков в системе струй по всей камере показывает (рис. 7), что при относительно небольшой площади выходных сечений струй (малом живом сечении) на значительной части площади камеры наблюдаются нисходящие потоки, кото-

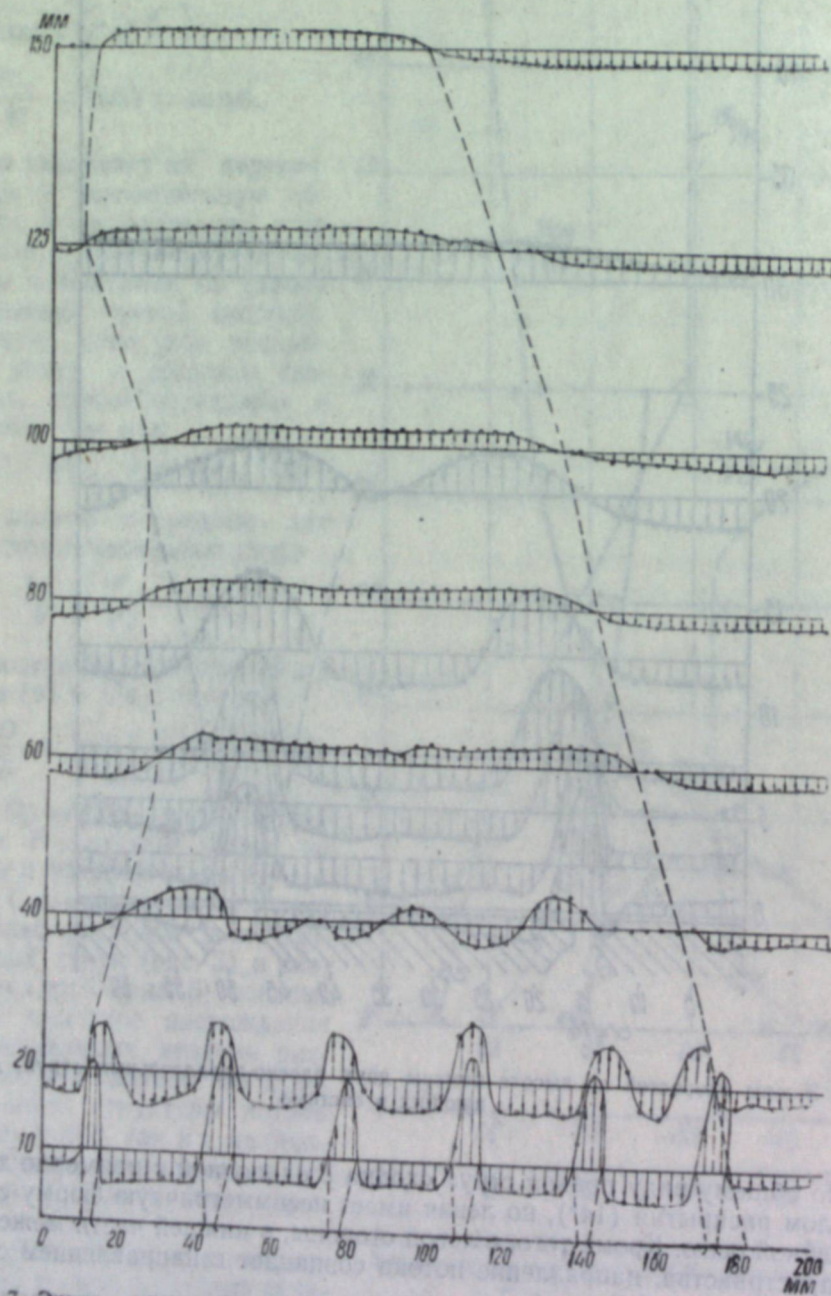


Рис. 7. Эпюры скоростей системы плоско-параллельных струй по высоте камеры.

рые несколько изменяют направления струй, уничтожают самостоятельное их значение уже на высоте $x/b = 20$ и соответствуют более быстрому выравниванию скоростей по всему сечению восходящего потока. Замер занимаемых восходящим и нисходящим потоками площадей по высоте камеры показал, что они, изменяясь вначале, далее, когда потоки достигают значительной высоты камеры, остаются почти неизменными. Это подтвердилось данными замеров на высотах $\frac{x}{b} = 75$ и $\frac{x}{b} = 62$. Остальная часть площади камеры занята неустойчивым пульсирующим знакопеременным потоком.

Для выяснения возможности работы системы без подсоса из внешней среды были проведены опыты с уменьшением выходного сечения камеры на различной высоте. Опыты показали, что подсос из внешней среды отсутствует при уменьшении выходного сечения до 43,5%, т. е. при увеличении выходных скоростей в 2,3 раза. Однако в этом случае продолжают существовать нисходящие потоки внутри камеры, подтверждающие наличие эжектирующего действия струй. Все это указывает на неустойчивость системы струй при относительно малом живом их сечении и высоких динамических напорах, при которых разрежение эжекций выше динамических напоров, создаваемых скоростью фильтрации. По данным исследований И. Г. Боля и Г. Шлихтинга [6], только при живом сечении решетки более 50% происходит слияние струй непосредственно за решеткой и отсутствуют потоки обратного направления.

Эжектирующая способность системы струй

Условия, при которых будет отсутствовать подсос из внешней среды для случая, когда система струй ограничена стенками, длина которых больше расстояния, где осевая скорость выравнивается со скоростью фильтрации, могут быть установлены следующим образом.

Если из насадок с общим сечением F_0 выходит газ со скоростью W_0 в камеру с сечением F , то на определенном расстоянии, при отсутствии подсоса из внешней среды, установится скорость W_ϕ , именуемая скоростью фильтрации. Этим скоростям соответствуют динамические напоры P_0 и P_ϕ . Последний меньше первого на величину $\Sigma \Delta P$. Эта величина состоит из расхода энергии на создание эжектирующего напора P_s и потерь ΔP_n , т. е.

$$\Sigma \Delta P = P_s + \Delta P_n$$

Тогда общий напор разделяется на следующие составляющие:

$$P_0 = P_\phi + P_s + \Delta P_n$$

Решая уравнение относительно P_s и выражая напоры через скорость, после несложных преобразований получаем:

$$\frac{P_s}{P_0} = 1 - (1 + \zeta) \omega^2, \quad (6)$$

где $\omega = \frac{F_0}{F}$ — живое сочетание системы струй (решетки),

ζ — суммарный коэффициент всех сопротивлений (на трение, завихрение и др.).

Условия, при которых отсутствует эжекция, можно определить из уравнения (6), приняв $P_s = 0$. При этом получаем:

$$\zeta = \frac{1}{\omega^2} - 1. \quad (7)$$

Анализ этого уравнения показывает, что предотвратить эжекцию из внешней среды при ограниченной длине стенок камеры (трубы) практически очень трудно, так как потребовалось бы иметь очень высокий коэффициент местных сопротивлений или большое живое сечение. Так, например, для системы струй с общим живым сечением 10% для предотвращения подсоса потребовалось бы увеличить коэффициент местного сопротивления ζ до = 99, при $\omega = 5\%$ — до 399 и лишь при $\omega = 50\%$ — всего до = 3. Высокие местные сопротивления могут быть получены при прохождении потока через пористый материал с малыми межкусковыми пространствами (толстый слой зернистой засыпки и др.).

Для выяснения динамики эжекционной способности системы струй по их длине выделим отдельную струю из системы и ограничим ее непроницаемыми стенками (рис. 8). Входящий через насадку сечением F_0 поток с параметрами P_0 и W_0 , подвывая к сечению II—II, расширяется и заполняет площадь F_2 с параметрами P_2 , W_2 . В сечении I—I в межструйном пространстве имеет место поток обратного направления со скоростью W_1 при давлении P_1 с площадью $F_1 = F_2 - F_0$. Для случая расположения сечения I—I в пределах начального участка струи уравнение изменения количества движения и сил будет иметь следующий вид:

$$\frac{G_0 W_0}{g} - \frac{G_1 W_1}{g} - \frac{G_0 + G_1}{g} W_2 = (P_2 - P_1) F_2.$$

Выразив весовые расходы G через скорость и обозначив $\frac{G_1}{G_0} = q$ (характеризующее коэффициент эжекции), а также учитывая, что

$$\frac{F_0}{F_2} = \omega \text{ и } \frac{F_2}{F_1} = \frac{F_2}{F_2 - F_0} = \frac{1}{1 - \omega}$$

после ряда преобразований получим:

$$\frac{P_2}{P_0} = 2\omega^2 \left[\frac{1}{\omega} - q^2 \frac{\gamma_0}{\gamma_1} \frac{1}{1 - \omega} - (1 + q)^2 \frac{\gamma_0}{\gamma_{cm}} \right], \quad (8)$$

где $P_2 = P_2 - P_1$ — эжектирующий напор,

ω — живое сечение системы струй, γ_0 , γ_1 и γ_{cm} — удельный вес газа соответственно при входе, в первом сечении и на выходе.

Учитывая, что с достаточной для технических расчетов точностью $1 + q = \frac{Q}{Q_0}$ и подставив значение Q из уравнения (5), величину эжектирующего напора по длине струи для плоско-параллельных струй, работающих в системе, можно найти из следующего уравнения:

$$\frac{P_2}{P_0} = 2\omega^2 \left\{ \frac{1}{\omega} - \left[1,09 \left(\frac{x}{b} \right)^{0,25} - 1 \right]^2 \frac{\gamma_0}{(1 - \omega) \gamma_1} - 1,18 \left(\frac{x}{b} \right)^{0,5} \frac{\gamma_0}{\gamma_{cm}} \right\}. \quad (9)$$

Анализ этой формулы показывает, что на величину эжектирующего напора оказывает большое влияние живое сечение системы струй (отноше-

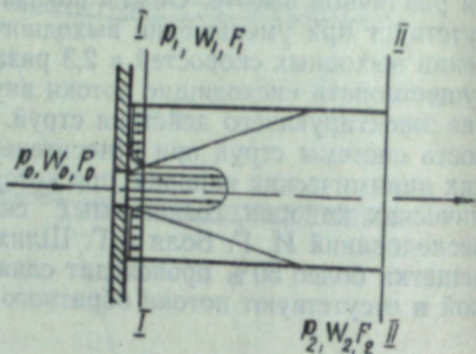


Рис. 8. Схема отдельной струи в системе.

ние площади выходных сечений струй к занимаемой ими общей площади); это наглядно видно из кривых рис. 9, построенных по формуле (9).

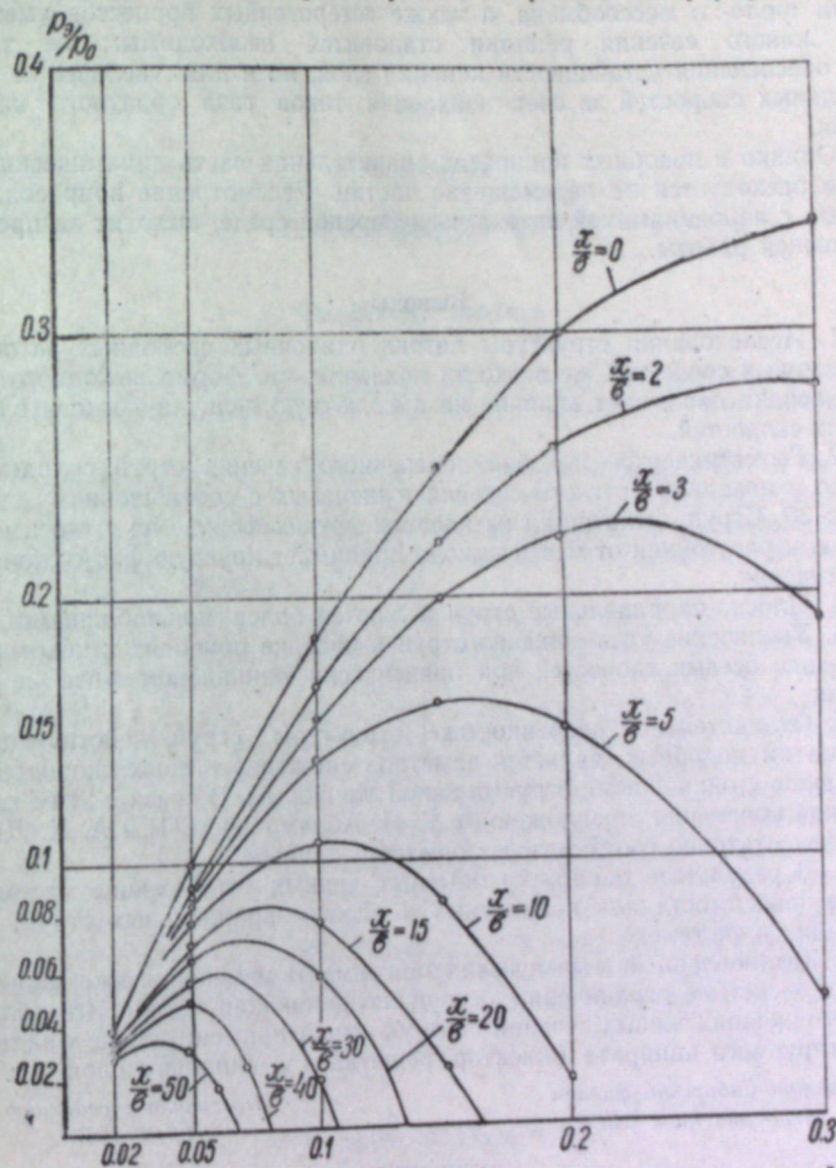


Рис. 9. Эжектирующий напор в зависимости от живого сечения струй.

Графики показывают, что относительно высокий эжектирующий напор имеют системы струй с большим живым сечением, но на очень малом расстоянии от места выхода, а сравнительно тонкие струи ($\omega < 0,1$) обладают достаточно устойчивым эжектирующим напором на значительном расстоянии от места выхода, хотя относительная величина его небольшая. Это указывает, что при конструировании эжекционных аппаратов (эжекторов) следует применять системы струй с большим живым сечением, но с малыми расстояниями между насадкой и диффузором. При таком исполнении невозможен прорыв обратного потока через выходную трубу (даже при отсутствии диффузора).

Для аппаратов других типов желательно создание условий, обеспечивающих увеличение количества движения, что приводит к повышению

интенсивности теплообмена. Это относится, в первую очередь, к аппаратам, работающим с псевдооживленными средами. Поэтому для интенсификации тепло- и массообмена, а также гетерогенных процессов уменьшение живого сечения решетки становится необходимым не только для обеспечения устойчивости кипения слоя, но и для увеличения относительных скоростей за счет появления токов газа обратного направления.

Однако в подобных аппаратах значительная часть динамических напоров расходуется на перемещение частиц. Рассмотрение вопросов, связанных с аэродинамикой потока в дисперсной среде, выходит за пределы настоящей работы.

Выводы

1. Исследования структуры потока одиночных свободных затопленных струй в среде той же вязкости показали, что форма выходного сечения насадки оказывает влияние на абсолютную величину относительных осевых скоростей.
2. Геометрическое подобие поперечного сечения струй сохраняется только в насадках круглого сечения и щелевых с соотношением сторон $A/b > 30$. Струя, выходящая из насадок других форм, на относительно коротком расстоянии от места выхода принимает круглую форму поперечного сечения.
3. Плоско-параллельные струи являются более дальнобойными.
4. Увеличение угла сужения струи в насадке приводит к некоторому снижению осевых скоростей при практически одинаковом угле ее раскрытия.
5. Отличительной особенностью структуры струй, действующих в системе им подобных, является заметное снижение осевых скоростей по сравнению с одиночными струями такой же формы. В связи с этим теоретические уравнения, предложенные Г. Н. Абрамовичем [1] и А. К. Дюниным, недостаточно соответствуют опытным данным.
6. В результате обработки опытных данных установлены математические зависимости для квадратных и плоско-параллельных струй, действующих в системе.
7. Установлена математическая зависимость изменения эжекционного напора в системе ограниченных струй, позволяющая установить область наивыгоднейших живых сечений системы струй применительно к задачам проектируемого аппарата (эжектор, решетка для кипящего слоя и т. д.).

Западно-Сибирский филиал
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
12/IX 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. Н. Абрамович, Теория свободной струи и ее приложение. Тр. ЦАГИ, вып. 283, 1936; Прикладная газодинамика. ИТТЛ, М., 1953.
2. А. И. Ляховский, С. И. Сыркин, Аэродинамика элементарного факела. ЖТФ, т. VII, вып. 5, 1937.
3. А. В. Арсеев, Сжигание газов. Металлургиздат, М., 1952.
4. И. Д. Семикин, Динамика факела свободной струи. Научн. тр. Днепропетровского металлург. ин-та, вып. 14, 1948.
5. А. К. Дюнин, Об аналитическом определении приземных скоростей ветра за проищаемыми снегозадерживающими конструкциями. Изв. вост. филиалов АН СССР, № 1, 1957.
6. Шлихтинг, Теория пограничного слоя. ИЛ, М., 1956.
7. Л. Прайдтль, Гидроаэромеханика. ИЛ, М., 1949.
8. Р. Г. Грановский, Острое дутье. Госэнергоиздат, М., 1948.

А. К. ДЮНИН

СУБЛИМАЦИЯ СНЕГА

Постановка вопроса

В статье рассматривается испарение снега при низких температурах, т. е. его возгонка. Обычно это явление называют сублимацией снега.*

Сублимация снега, несмотря на ее большое практическое и научное значение, почти совсем не изучена. Не ясна ее роль в зимнем водном балансе. Она совершенно не учитывается при разработке различных снего-технических мероприятий (сельскохозяйственное снегозадержание, дорожная и поселковая снегозащита и т. д.).

Автор, изучая вместе со своими сотрудниками П. Д. Долгих, А. А. Комаровым и В. К. Савиных условия метелевого переноса снега, обнаружил, что больше половины всего количества снега, снятого ветром с поля, не задерживается мощными, гарантирующими отсутствие проноса защитными устройствами. Практически существует довольно узкая снегосборная предельная зона, ширина которой, по данным А. А. Комарова [1], не превышает 1—3 км. Мы попытались установить причину этого явления. Вначале мы видели ее в механическом дроблении влекомого ветром частиц, в результате которого очень мелкие продукты разрушения поднимались в высокие слои ветрового потока и уносились поверх ограда незаметно для наблюдателя. Но произведенные нами в 1954 г. исследования разрушения снеговых частиц [2] показали подсобную роль измельчения снежинок по сравнению с их сублимацией. Потребовалась постановка специальных опытов, выполненных автором с помощью ст. лаборанта Н. Т. Мамаевой в начале 1957 г.

Описание экспериментов

Изучение сублимации снега производилось на территории Огурцовской агрометеостанции. Чтобы исключить искажающее влияние осадков, солнечной радиации и естественного ветра, наблюдения велись в закрытом холодном помещении только при отрицательных температурах. Конденсация практически была исключена [3]. Ветер имитировался обычным вентилятором. Скорость ветра измерялась высокочувствительными крыльчатymi анемометрами. Взвешивание проб снега производилось на технических и аналитических весах. Температура воздуха измерялась ртутным психрометрическим термометром, а относительная влажность воздуха — выверенным гигрометром. Сублимация отдельных частиц изучалась при помо-

* В метеорологической литературе термин сублимация часто обозначает процесс, противоположный возгонке, т. е. переход из парообразного состояния в твердое.

щи бинокулярной лупы; при этом частицы зарисовывали и микрофотографировали. Влияние присутствия экспериментатора в течение 10—15-минутного процесса взвешиваний учитывалось непрерывным измерением температуры и влажности воздуха.

Сублимация выражалась в весовых единицах испарившегося вещества. Поскольку при сублимации происходит процесс, физически аналогичный растворению кристаллов в жидкости, можно для оценки ее интенсивности $\frac{df}{dt}$ воспользоваться известным [4] уравнением, имеющим один и тот же вид как в диффузионной, так и в диффузионно-кинетической теориях растворения кристаллов:

$$\frac{df}{dt} = -K \cdot S \cdot \Delta p, \quad (1)$$

где f — вес частицы,
 t — время,
 K — коэффициент сублимации,
 S — испаряющая поверхность,
 Δp — дефицит влажности воздуха.

Для оценки величины K обычно принимают выражения [4, 5]:

$$K = K_0 + \alpha v_y, \quad (1a)$$

$$K = K_0^n \cdot v_y^n, \quad (1b)$$

где K_0 , K_0^n , α , n — постоянные,

v_y — скорость частицы относительно потока. Индекс « y » означает высоту, на которой измерена скорость.

Выражение (1b) теряет смысл при граничном условии $v_y = 0$. Поэтому нами принято:

$$K = K_0 + \alpha v_y, \quad (2)$$

Слабая изученность вопроса не позволяет определить строго теоретически степень n . По данным А. Б. Здановского, [4, стр. 63—68], при растворении закрепленных частиц гипса, ортохлординитробензола, бензойной кислоты, мрамора, цинка, галита, сильвина и других веществ в движущихся потоках разных растворителей величина n в формуле (1b) менялась от 0,2 до 0,93. В случае сублимации снега, в силу подобия явлений, можно предполагать при значительных скоростях такой же порядок величины n .

Испаряющей поверхностью S считалась полная ледяная поверхность отдельной частицы и суммарная поверхность всех частиц, если они диспергированы. Если же рассматривалось некоторое тело, составленное из множества примыкающих друг к другу частиц, то под поверхностью испарения S приближенно понималась вся открытая поверхность данного тела. Соответствующие пробы изготовлялись в виде призм с квадратным основанием и названы нами «призматическими» пробами.

В качестве интегральной характеристики всего процесса мы использовали понятие средней удельной интенсивности сублимации, выраженной в миллиметрах слоя воды, испарившейся с данной поверхности за месяц. Обозначив эту величину буквой I , будем иметь:

$$I = - \frac{j}{\gamma_0 S} \cdot \frac{df}{dt} \text{ мм/месяц}, \quad (3)$$

где j — коэффициент размерности.

γ_0 — объемный вес воды, принимаемый равным 1 г/см^3 .

Величина I определялась экспериментально для а) отдельных снежинок, б) призматических проб снега, расположенных на стекле, и в) проб снега в виде россыпи на легких подложках. Испытывалось влияние материала плохо проводящих тепло подложек (восковая бумага, целлофан, плексиглас, стекло), которое оказалось малосущественным.

Фактически в условиях нашего опыта в сублимации принимала заметное участие лишь половина полной поверхности тонких снежных пластинок, звезд и их обломков, так как нижняя их поверхность соприкасалась с подложкой. Например, значения средней интенсивности сублимации двух сходных дендритов, один из которых лежал на плексигласовой пластинке, а другой был приподнят в воздухе, составляли соответственно 33,8 и 67,2 мм/месяц. Что касается столбиков (призм), лежащих на подложке, то их поверхность сублимирует почти полностью. Условно мы считали несублимирующей одну грань, т. е. 16,7% боковой поверхности кристалла. На рис. 1 схематично показаны типичные формы звезд, пластинок и столбиков.*

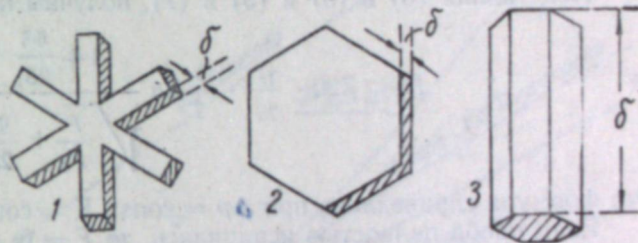


Рис. 1. Типичные схемы снежных частиц:
 1 — звезда; 2 — пластинка; 3 — столбик.

Большинство звезд и пластинок при низких температурах имело среднюю толщину от 0,01 до 0,02 мм. Толщина δ определялась косвенно: измерялась площадь основания частицы, и отношение ее веса к произведению площади на объемный вес давало величину δ . Вес отдельной частицы оказывался, как правило, за пределами чувствительности аналитических весов и определялся путем взвешивания нескольких десятков сходных частиц. Величина δ приближенно оценивалась также и по микрофотографиям. Все размеры столбиков определялись непосредственно под лупой.

Влияние формы частиц учитывалось следующим образом:

Пусть площадь частицы равна S_1 , а периметр основания Φ . Для полной поверхности частицы имеем:

$$S = 2S_1 + \Phi\delta, \quad (4)$$

где δ — толщина для частиц типа звезд и пластинок и длина для частиц типа столбиков, игл и т. д.

Удельная поверхность всех частиц, отнесенная к единице веса пробы, определялась величиной U

$$U = \frac{S}{f} = \frac{2S_1 + \Phi\delta}{S_1 \cdot \gamma_0 \delta},$$

где f — вес одной частицы,

γ_0 — средний объемный вес тела частицы, принимаемый для столбиков равным 0,6 (в связи с наличием внутренней полости) и для всех других частиц 0,8 г/см³.

Получаем:

$$U = \frac{2}{\gamma_0 \delta} \cdot \left(1 + \frac{\Phi\delta}{2S_1} \right). \quad (5)$$

* Мы придерживаемся терминологии А. Д. Заморского [6].

Размер l выразим приближенно так:

$$l \cong l_0 \sqrt{\frac{F}{F_0}}, \quad (6)$$

где F_0 — первоначальный вес пробы,

F — текущий вес пробы,

l_0 — первоначальный размер частицы.

Формула интенсивности сублимации в мм водяного слоя будет в данном случае иметь вид:

$$I = -\frac{dF}{dt} \cdot \frac{1}{\gamma_0 F U} \quad (7)$$

Подставляя (6) в (5) и (5) в (7), получим после интегрирования:

$$I_{cp} = 720 \cdot \frac{\gamma_r}{\gamma_0} \cdot \frac{\delta}{T} \ln \frac{1 + \frac{\Phi \delta}{2S_1}}{\sqrt{\frac{F}{F_0} + \frac{\Phi \delta}{2S_1}}} \quad (8)$$

Эта формула справедлива при $\Delta p = \text{const}$, $K = \text{const}$ в течение периода t . Если проба полностью испарилась, то $F = 0$; тогда

$$I_{cp} = \frac{B}{T} \quad (9)$$

где T — период полного испарения,

$$B = 720 \cdot \frac{\gamma_r \delta}{\gamma_0} \cdot \ln \left(1 + \frac{2S_1}{\Phi \delta} \right).$$

В табл. 1 приведены результаты измерений и подсчетов для отдельных частиц.

На рис. 2 показаны 43 опытных определения I_{cp} для призматических проб, обработанные по формулам (8) и (9). Кривая А соответствует полученной нами, в результате обработки этих данных, коррелятивной зависимости

$$I = 15,58 (\Delta p)^{1,55} \quad (10)$$

Коэффициент корреляции равен 0,953.

Крестиками обозначены опытные данные В. В. Салазанова [7] для $\Delta p < 1$ мб и скоростей ветра менее 1,2 м/сек., измеренных по флюгеру на высоте 19 м.

Линейное приближение к нашим данным дает прямая В:

$$I = 10 \cdot \Delta p. \quad (11)$$

Как видно из рис. 2, форма частиц снега не оказывает заметного влияния на интенсивность сублимации с поверхности призматических проб. Плотность призм колебалась от 0,04 до 0,2 г/см³, что также на процесс не влияло.

На этом же чертеже нанесены кривые по эмпирическим формулам В. В. Салазанова [7] и П. П. Кузьмина [5] для испарения в поверхности снега без ветра, полученным на основании показаний открытых полевых испарителей с экспозициями до 24 часов. Нанесены также кривые, соответствующие формуле А. Мейера [8], исправленной И. К. Тихомировым [9], формуле Б. В. Полякова [10] и формуле Б. Д. Зайкова (в [5]) для испарения с переохлажденной водной поверхности при отсутствии ветра.

Наши данные приближаются к формуле Мейера—Тихомирова. Кривые В. В. Салазанова и П. П. Кузьмина, на наш взгляд, построены не для испарения, а для параллельных процессов испарения, конденсации и легких осадков, трудноразделяемых и учитываемых (особенно в ночное время) при работе с незащищенными испарителями и при длительных экспозициях.

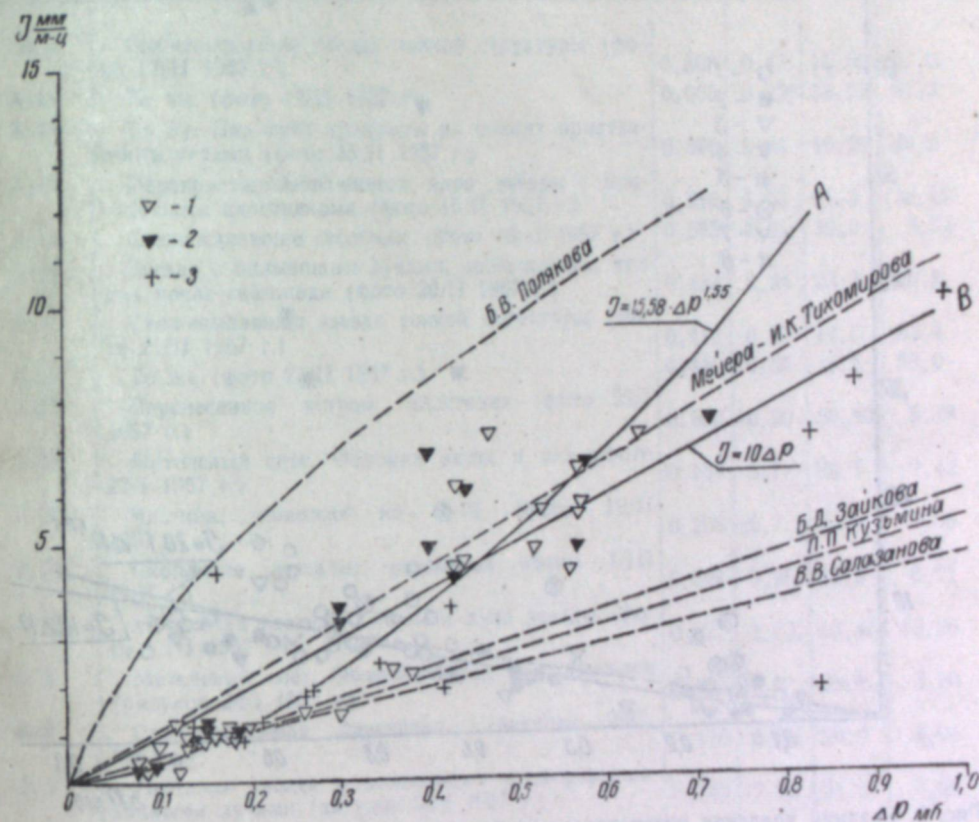


Рис. 2. Средняя удельная интенсивность сублимации призматических проб без ветра: 1 — звездчатый снег; 2 — столбчатый снег; 3 — данные В. В. Салазанова.

Нами не использована формула Е. Д. Сабо [11], так как в ней интенсивность сублимации поставлена в зависимость не от дефицита влажности Δp , а от разности упругости насыщенных паров при температуре снега и воздуха.

На рис. 3 показаны средние значения I для диспергированных частиц, определенные по формуле (9) на основании 62 опытов с пробами, рассыпанными на легких подложках и стекле, и 18 опытов с отдельными частицами (см. табл. 1). Сплошная кривая изображает коррелятивную формулу для рассыпанных проб:

$$I_{cp} = 20,1 \cdot (\Delta p)^{1,25} \quad (12)$$

с коэффициентом корреляции, равным 0,872.

Линейное приближение дает прямую:

$$I \cong 18 \Delta p. \quad (13)$$

Интенсивность сублимации компактных частиц (лежалых рекристаллизующихся звезд, столбиков, пластинок и их обломков) близка по порядку к средней интенсивности сублимации диспергированных скоплений,

которая, по-видимому, определяется именно такими частицами, обычно преобладающими в естественном снеге. Сублимация свежих звезд тонкого рисунка происходит, как видно по рис. 3, значительно интенсивнее, что

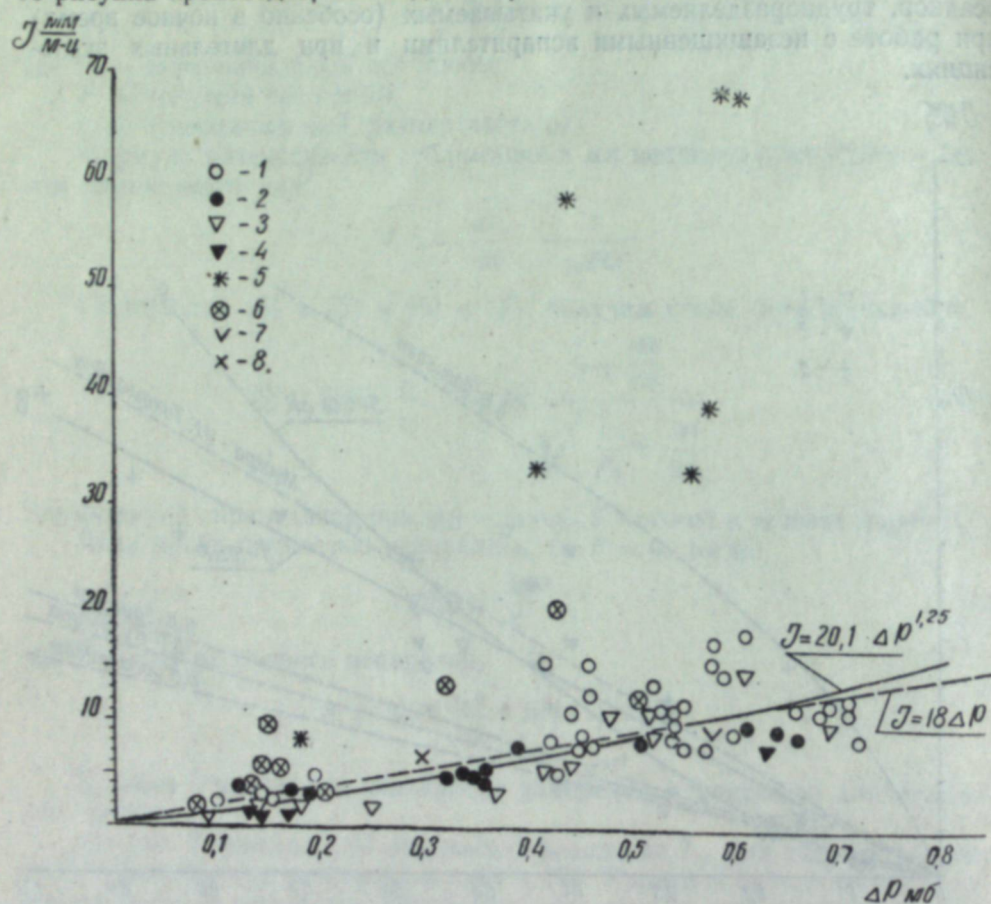


Рис. 3. Средняя удельная интенсивность сублимации диспергированного снега без ветра. Пробы весом от 10 до 100 мг на легких подложках: 1 — звездчатый снег; 2 — столбчатый снег. Пробы весом от 300 до 5000 мг, рассыпанные на стекле: 3 — звездчатый снег; 4 — столбчатый снег. Отдельные частицы: 5 — свежие звезды; 6 — лежалые звезды; пластинки и их обломки; 7 — свежие столбики; 8 — лежалые столбики. Температуры от $-1,6$ до $+30,8^\circ$.

объясняется малой толщиной и огромным периметром таких кристаллов. Отношение их периметра к толщине достигало в наших опытах 3310.

Сравнивая (11) и (13), видим, что в среднем сублимация частиц с ледяной поверхности происходит в 1,8 раза интенсивнее, чем с поверхности снежной призмы. Одной из причин этого обстоятельства можно считать, как пишет П. П. Кузьмин [5], меньшую теплопроводность снега, так как при снижении температуры на его поверхности устанавливаются более низкие температуры, мало отличающиеся от температуры воздуха.

На рис. 4 нами графически представлены опытные данные Я. И. Тычино, опубликованные П. П. Кузьминым [5], по сравнению испарения с поверхности льда и снега и температур воздуха и снега. Эти данные соответствуют нашим экспериментальным результатам. До недавнего времени существовало противоположное мнение, что сублимация с более развитой поверхности снега должна быть интенсивнее, чем с поверхности льда

Таблица 1

№ опыта	Характеристика частицы	Средний дефицит Δp в ммб	Полный период сублимации T в часах	Средняя величина V	I_{cp} в мм/ч-ц
A-9	Свежевыпавшая звезда тонкой структуры (фото 17/II 1957 г.)	0,588	0,47	15,90	67,6
A-10	То же (фото 17/II 1957 г.)	0,605	0,22*	14,75	67,2
A-11	То же. Два луча прикрыты на концах приставшими иглами (фото 15/II 1957 г.)	0,578	0,84	16,20	38,6
A-12	Перекристаллизовавшееся ядро звезды с приставшими пластинками (фото 15/II 1957 г.)	0,510	4,03	24,5	12,16
A-13	Свежевыпавшие столбики (фото 16/II 1957 г.)	0,585	2,81	20,3	8,72
A-14	Звезда с оплывшими лучами, пролежавшая три дня после снегопада (фото 20/II 1957 г.)	0,433	2,24	23,3	20,8
A-15	Свежевыпавшая звезда тонкой структуры (фото 21/II 1957 г.)	0,412	0,87	14,5	33,4
A-16	То же (фото 21/II 1957 г.)	0,440	0,50	14,5	58,0
A-17	Перенесенная ветром пластинка (фото 29/I 1957 г.)	0,163	10,20	26,80	5,28
A-18	Метелевый снег. Обломки звезд и игл (фото 27/I 1957 г.)	0,152	5,11	24,1	9,42
A-20	Частица, похожая на A-12 (фото 19/II 1957 г.)	0,205	15,7	24,0	3,06
A-21	Скопление лежалых столбиков (фото 1/III 1957 г.)	0,301	5,98	33,3	6,71
A-22	Метелевая частица. Обломок луча звезды (фото 1/III 1957 г.)	0,321	2,03	13,45	13,26
A-2	Метелевый снег. Обломки звезд и пластинок (рисунок 28/I 1957 г.)	0,127	16,2	25,9	3,20
A-4	Свежевыпавшая пластинка (рисунок 29/I 1957 г.)	0,176	6,65	26,9	8,06
A-5	Лежалая звезда с оплывшими и деформированными лучами (рисунок 30/I 1957 г.)	0,145	7,75	21,6	5,56
A-6	Лежалая звезда с сохранившимися лучами (рисунок 31/I — 1/II 1957 г.)	0,096	23,6	18,5	1,56
A-7	Мелкие звезды и их обломки, пойманные метелемером на высоте 0,4 м при верховой метели (рисунок 21/II 1957 г.)	0,560	0,82	20,6	32,8

В среднем $V=21,0$.

[10]. Как мы увидим ниже, шероховатость снега влияет в этом смысле на процесс лишь при наличии ветра.

На рис. 5 показано влияние искусственного ветра на повышение интенсивности сублимации. По оси ординат отложена безразмерная величина

$$\varphi = \frac{I}{K_0 \cdot \Delta p} - 1,$$

где $K_0 = 10$ для призматических проб, согласно (11), $K_0 = 18$ для рассыпных проб, согласно (13).

* Частица A-10 приподнята над поверхностью стекла.

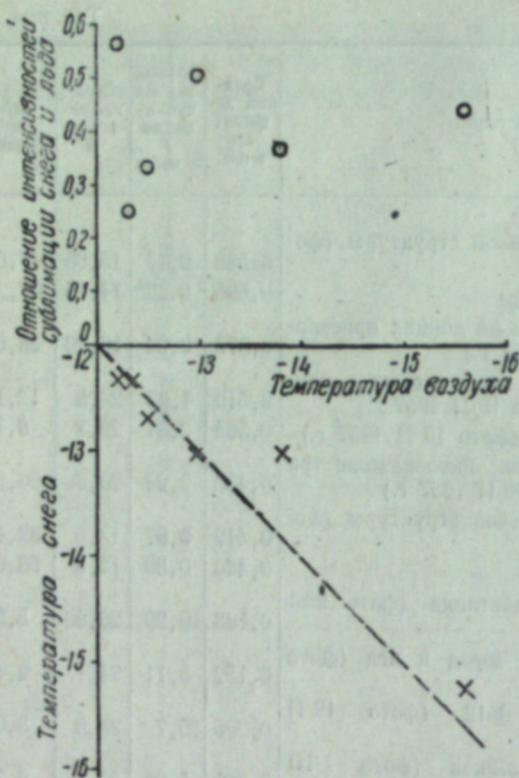


Рис. 4. Сублимация с поверхности льда и снега по данным Я. И. Тычино.

Кружки — отношения интенсивностей сублимации снега и льда; крестики — температуры поверхности снега; штриховая линия — линия равных температур.

Кривая А изображает следующую коррелятивную зависимость для призматических проб

$$I_{cp} = 10 \Delta p (1 + 2,9 v_{0,05}^{0,78}) \quad (14)$$

с коэффициентом корреляции 0,911.

Величина степени n при $v_{0,05}$ входит в интервал значений, найденных А. Б. Здановским при растворении кристаллов природных солей [4].

Треугольники на рис. 5, показывающие результаты 22 опытов с обдуванием проб, расположенных на легких подложках, располагаются ниже кривой А, что, видимо, объясняется отсутствием существенного влияния шероховатости поверхности, характерного для призматических проб. Более того, величина φ для диспергированных проб, начиная со скорости $v_{0,05} = 0,3$ м/сек., почти не зависит от ее дальнейшего увеличения вплоть до 2 м/сек., после чего уже начиналось сдувание частиц подложек. Перемещение частиц на поверхности призматических проб начиналось при скоростях 2,8–3,0 м/сек. Среднее значение φ для диспергированных проб равно 1,49, и соответствующая формула средней удельной интенсивности сублимации при скоростях от 0,3 до 2,0 м/сек имеет вид:

$$I_{cp} = 27 \Delta p. \quad (15)$$

Причиной уменьшения φ для диспергированных проб, по сравнению с призматическими, могут быть только поверхностные явления. Внутри монолитов существует, по-видимому, сублимационный баланс, и в испа-

Числа у опытных точек означают количество опытов. Всего было изучено 139 процессов при различных скоростях искусственного ветра на высоте 0,05 м над поверхностью проб. На продольной оси турбулентной струи, выбрасываемой вентилятором с радиусом начального сечения струи $r = 7,5$ см, скорость потока в интервале от $x = 31$ см до $x = 94$ см уменьшалась в среднем в 1,49 раза, что соответствует безразмерной константе струи $a = 0,0585$, характеризующей интенсивность перемешивания элементарных струй. Величина x откладывалась по оси струи от ее начального сечения. Аналогичные константы, определявшиеся нами в натуральных условиях и при моделировании в аэродинамической трубе, составляли от 0,05 до 0,06 [12]. Таким образом, турбулентные характеристики нашего искусственного потока были недалеки от наблюдаемых в натуре.

Кривая А изображает сле-

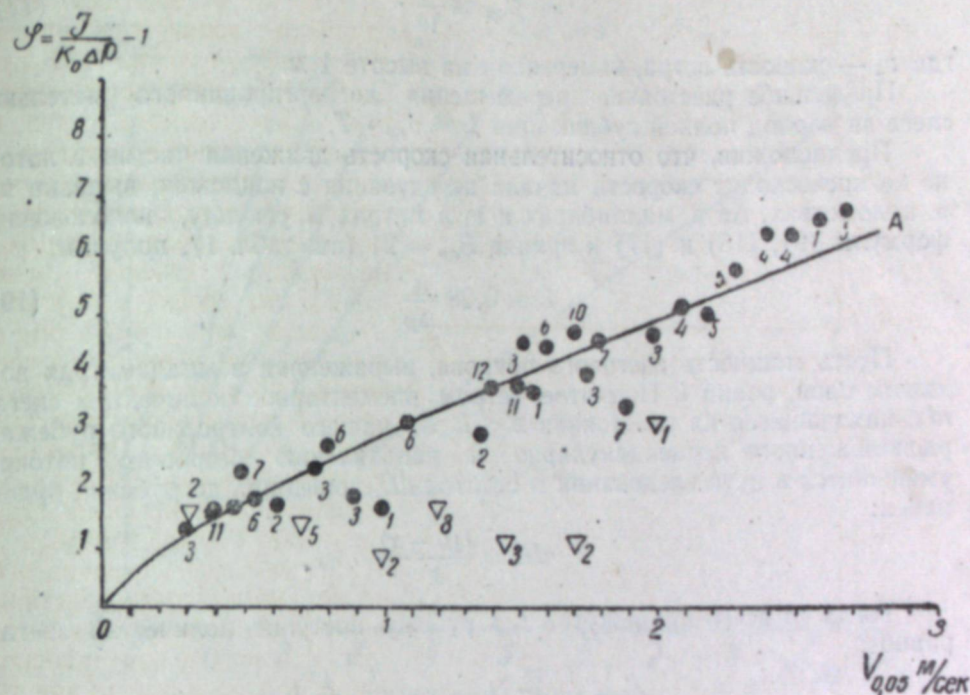


Рис. 5. Влияние искусственного ветра на повышение интенсивности сублимации снега. Кружки — призматические пробы; треугольники — пробы, рассыпанные на легких подложках; цифры обозначают количество единичных опытов.

рению участвует только поверхность, так как опыты, отраженные на рис. 4, проводились с образцами, плотность которых варьировала от 0,015 до 0,15 г/см³, но никакого практического влияния не оказывала. К аналогичному выводу о несущественности влияния плотности снега на интенсивность его испарения пришли Е. Д. Сазо [11], П. Ф. Идзон [13] и др.

Приближенные расчеты

Используем полученные данные для приближенного расчета предельной дальности переноса снеговых частиц и сублимационных потерь снега при метелевой деятельности. Пусть Q означает твердый расход снеговетрового потока, равный весу метелевого снега в граммах, переносимого через 1 м фронта потока в течение 1 сек. [14]. Концентрация снега в потоке, или вес поднятых ветром частиц в вертикальном столбе воздуха с площадью основания, равной 1 м², выразится формулой:

$$F = \frac{Q}{v_{cp}}, \quad (16)$$

где v_{cp} — средняя скорость всех частиц.

Надежных данных по измерению v_{cp} , к сожалению, в настоящее время нет. А. А. Комаровым в 1957 г. выполнено несколько батометрированных метелевого потока и грубо приближенно оценен порядок величины v_{cp} . Можно полагать в самом первом приближении, что

$$v_{cp} \cong \frac{v_1}{10}, \quad (17)$$

где v_1 — скорость ветра, измеренная на высоте 1 м.

Предельное расстояние перемещения диспергированного метелью снега за период полной сублимации $L = v_{cp} \cdot T$.

Предположив, что относительная скорость движения частиц в потоке не превосходит скорости начала их сдувания с подложек, выразив v_1 в километрах, Δp в миллибарах и v_1 в метрах в секунду, используя формулы (9), (15) и (17) и приняв $v_{cp} = 21$ (см. табл. 1), получим:

$$L \cong 0,28 \frac{v_1}{\Delta p}. \quad (19)$$

Пусть мощность снегового покрова, выраженная в миллиметрах водяного слоя, равна i . Поднятое ветром элементарное количество снега idx , находящееся на расстоянии $x < L$ от нашего контрольного рубежа, расположенного перпендикулярно к направлению ветрового потока, уменьшится в пути следования и остаток dE , дошедший до рубежа, будет равен:

$$dE = \frac{i(L-x)}{L} \cdot dx.$$

Тогда со всего промежутка L к рубежу поступит количество снега, равное:

$$E = \frac{i}{L} \int_0^L (L-x) dx = \frac{L}{2} i.$$

Если бы потерь не было, то мы имели бы $E = iL$. Поэтому кажущаяся, или «эффективная», ширина снегосборной зоны $L_{эф}$ равна половине предельной длины переноса L . На основании (19) имеем:

$$L_{эф} = 0,14 \frac{v_1}{\Delta p}. \quad (20)$$

График этой формулы дан на рис. 6. Значения $L_{эф}$ примерно соответствуют имеющимся опытным данным. Интересно то, что при малых дефицитах влажности, сильных морозах и больших скоростях ветра эффективные размеры снегосборных зон резко увеличиваются и, следовательно, при прочих равных условиях должны увеличиваться и объемы ветровых отложений за препятствиями.

Оценим теперь порядок величины дополнительной убыли снега с поверхности снегового покрова при метели.

Пусть температура воздуха равна -15° , дефицит влажности 0,4 мб. Определим среднюю удельную интенсивность сублимации: а) при отсутствии ветра, б) при ветре $v_1 = 10$ м/сек., но при отсутствии метели (например, при температурном или ветровом насте), в) при метели с той же скоростью ветра и твердым расходом $Q = 90$ г/м.сек. При линейной характеристике шероховатости поверхности снегового покрова в двухметровом приземном слое, равной, по нашим наблюдениям, в среднем 0,0014 см [15], будем иметь $v_{0,05} = 0,73v_1$.

В первом случае из формулы (11)

$$I_{cp} = \frac{10 \cdot 0,4}{30} = 0,13 \text{ мм/сутки.}$$

Во втором случае из (14)

$$I_{cp} = \frac{10 \cdot 0,4 [1 + 2,9 \cdot (0,73 \cdot 10)^{0,78}]}{30} = 1,96 \text{ мм/сутки.}$$

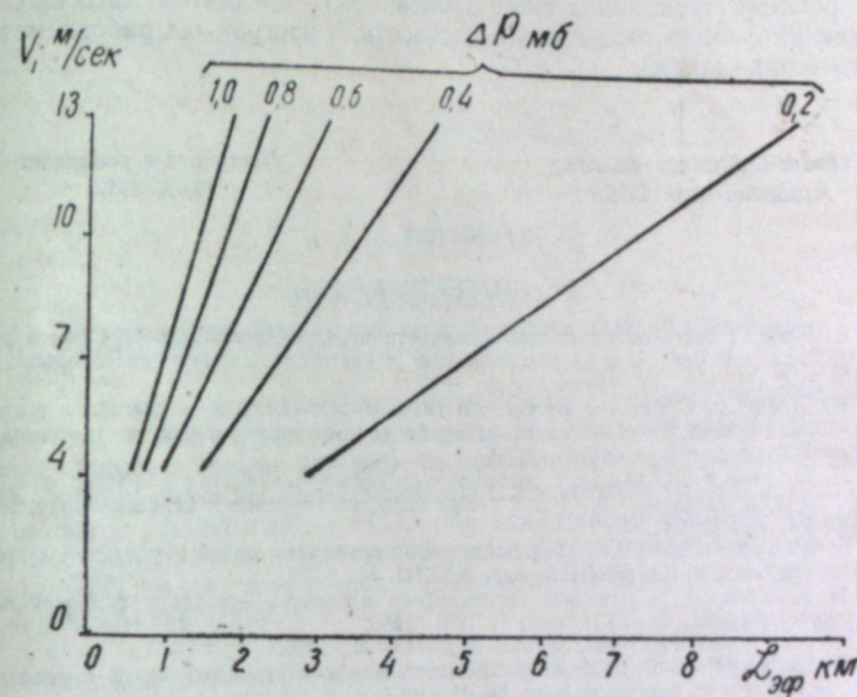


Рис. 6. Эффективные размеры снегосборной бассейна.

В третьем случае полагаем, что сублимация транспортируемого ветром снега компенсируется потоком за счет эрозии. Тогда из формул (5), (15) и (16), полагая $\delta_{cp} = 0,015$ мм $\left(\frac{\Phi \delta}{2S_1}\right)_{cp} = 0,1$ и соблюдая размерности, получим следующее выражение для полной убыли снега во время метели с 1 м² поверхности снегового покрова:

$$I_{cp}^* = I_{cp} + 1,65 \frac{Q}{v_1} \Delta p = 1,96 + 5,95 = 7,91 \text{ мм/сутки.}$$

Здесь совершенно не учитывается влияние солнечной радиации, которая, по данным Е. Д. Сабо [11], может повысить интенсивность зимней сублимации снега в ясные дни на 25%. Значительным увеличением сублимационных потерь снега в метельный период можно, по-видимому, объяснить нередкое в условиях степной зоны Западной Сибири исчезновение снега на полях еще до наступления периода положительных температур.

Сделанные нами здесь расчеты надо рассматривать, разумеется, лишь как примерные, показывающие важность учета сублимации снега при решении ряда научных и практических задач, особенно в Сибири.

Собранный нами в результате первой серии опытов материал, конечно, недостаточен для исчерпывающего уяснения проблемы сублимации снега, но мы надеемся привлечь к ней внимание заинтересованных читателей.

Необходимо усовершенствовать методы измерения сублимации снега, накопить больше экспериментальных данных о влиянии ветра, солнечной радиации, загрязнения, микроструктуры снега и других факторов на степень сублимации.

Проблема сублимации снега должна быть предметом массовых исследований и иметь отражение, в частности, в программах работы метеорологических станций.

Западно-Сибирский филиал
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
13/IX 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. А. А. Комаров, Некоторые закономерности переноса и отложения снега в районах Западной Сибири и их использование в снегозадержании и снегоборьбе. Тр. ТЭИ ЗСФАН, вып. IV, Новосибирск, 1954.
2. А. К. Дюнин, Структура метелевого снега и закономерности снегового потока. Сб. Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами, Ин-т географии АН СССР, М., 1956.
3. В. П. Пузанов, О количественной оценке удельной значимости факторов абляции снежного покрова. Сб. Снег и талые воды, их изучение и использование, Ин-т географии АН СССР, М., 1956.
4. А. Б. Здановский, Кинетика растворения природных солей в условиях вынужденной конвекции. Тр. ВНИИГ, вып. XXXIII, М., 1956.
5. П. П. Кузьмин, К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова. Тр. ГГИ, вып. 41 (95), 1953.
6. А. Д. Заморский, Атмосферный лед. М.—Л., 1955.
7. В. В. Салазанов, К вопросу об испарении с поверхности снега в условиях Якутии. Тр. Ин-та прогнозов, вып. 58, М., 1957.
8. A. Meyer, The Elements of Hydrology, New-Iork, 1928.
9. И. К. Тихомиров, Практическое руководство к изучению испарения с поверхности пресноводных бассейнов. М.—Л., 1933.
10. Б. В. Поляков, Гидрологический анализ и расчеты. Л., 1946.
11. Е. Д. Сабо, Испарение со снежного покрова в районе Ергеней. Сб. Снег и талые воды, их изучение и использование, Ин-т географии АН СССР, М., 1956.
12. А. К. Дюнин, Об аналитическом определении приземных скоростей ветра за защищаемыми снегозадерживающими конструкциями. Изв. вост. филиалов АН СССР, № 1, 1957.
13. П. Ф. Идзон, Испарение с поверхности снега по наблюдениям на Джаныбеке. Метеорология и гидрология, № 2, 1956.
14. А. К. Дюнин, Твердый расход снеговетрового потока. Тр. ТЭИ ЗСФАН, вып. IV, Новосибирск, 1954.
15. А. К. Дюнин, О распределении расхода снеговетрового потока по высоте. Тр. ТЭИ ЗСФАН, вып. IV, Новосибирск, 1954.

К. К. ВОТИНЦЕВ

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ БАЙКАЛА

Байкал, одно из крупнейших пресных озер земного шара, издавна привлекает к себе внимание исследователей. Исключительная древность этого водоема, огромные глубины, своеобразие его фауны и флоры и т. д. — все это резко выделяет Байкал среди прочих озер Земли и придает ему особый, уникальный характер. Не удивительно поэтому, что изучению Байкала уделяется большое внимание, свидетельством чего может служить обширная литература, посвященная самым разнообразным вопросам байкаловедения.

Одним из интересных и важных вопросов байкаловедения является изучение химического состава и гидрохимического режима его вод. Познание гидрохимии Байкала приобретает особое значение в настоящее время в связи с проблемой энергетического использования р. Ангары, химизм вод которой, по крайней мере в ее верхнем течении, в значительной степени определяется химизмом байкальских вод.

Настоящая работа и посвящена некоторым итогам гидрохимических исследований Байкала, проводимым автором в течение последних лет. Материалы этих исследований состоят более чем из 400 полных анализов воды Байкала, выполненных по обычной методике гидрохимического анализа (кальций, магний — весовыми методами, сульфаты — по Лангу, бикарбонаты — титрованием HCl, хлориды — по Мору, натрий — уранилацетатным методом с последующим калориметрированием уранила, кремний — по Винклеру, нитраты — по методу Гранвальда и Ляжу и т. д.).

Об однородности солевого состава воды Байкала и ее причинах

Воды Байкала относятся, как известно, к слабоминерализованным, мягким гидрокарбонатно-кальциевым водам. В среднем на долю бикарбонатов кальция и магния приходится около 84% от общей суммы эквивалентов ионов. Содержание хлоридов и сульфатов составляет около 7%, а натрия и калия — 9% от общей суммы эквивалентов ионов.

Как было выяснено нами, в вертикальном направлении основные компоненты солевого состава байкальской воды распределены равномерно. Некоторое незначительное повышение минерализации воды за счет бикарбоната кальция наблюдается только в грунтовых растворах (иловых водах), пропитывающих донные отложения озера на больших глубинах (табл. 1).

Сезонные измерения в содержании компонентов солевого состава вод Байкала также незначительны и незначительны. В целом можно считать,

Таблица 1

Вертикальное распределение важнейших компонентов солевого состава воды Байкала в районе пос. Б. Коты в 6,5 км от берега 19 марта 1952 г.

Глубина, м	HCO ₃ [']	SO ₄ [']	Cl [']	Ca ^{..}	Mg ^{..}	Na [']	K [']
0	68,3	5,8	1,5	16,1	3,2	4,1	2,0
25	68,3	5,8	1,5	16,1	3,2	4,1	2,0
50	67,9	5,8	1,5	16,0	3,2	4,1	2,0
100	67,9	5,7	1,5	16,2	3,1	4,2	1,9
250	68,3	5,8	1,4	16,0	3,0	4,2	2,1
500	68,3	5,8	1,4	16,2	3,2	4,1	2,0
750	69,0	5,7	1,5	16,2	3,2	4,2	2,1
1000	68,3	5,7	1,5	16,2	3,1	4,1	2,0
1200	68,3	5,8	1,5	16,1	3,0	4,2	2,1
1350	68,4	5,8	1,5	16,1	3,2	4,2	2,1
Придонный слой Грунтовый раствор, слой 0—10 см	70,4	5,8	1,4	16,4	3,2	4,2	2,0
	74,8	5,9	1,5	17,0	3,2	4,2	2,1

что содержание таких ингредиентов, как бикарбонаты, хлориды, сульфаты, кальций, магний, калий и натрий, в водах Байкала в течение всего года остается постоянным на всех исследованных нами глубинах озера (табл. 2).

Рассматривая химический состав воды открытого Байкала, под которым мы понимаем всю основную котловину озера, включая и его прибрежную зону, без глубоко вдающихся в материк заливов, губ, бухт и со-

Таблица 2
Солевой состав воды Байкала в районе пос. Б. Коты в 1948 г.

Даты	HCO ₃ [']	SO ₄ [']	Cl [']	Ca ^{..}	Mg ^{..}	Na [']	K [']
29/I	68,3	5,0	1,1	15,7	3,0	4,2	2,1
26/II	70,6	5,3	1,3	15,0	3,0	4,2	2,1
18/III	70,2	5,0	1,5	15,6	4,9	4,2	2,1
4/IV	68,3	5,0	2,4	15,6	4,9	4,2	2,1
29/V	69,8	5,0	2,4	15,1	5,3	3,9	2,0
29/VI	69,8	5,3	1,8	14,3	4,0	3,8	2,0
20/VII	68,9	5,4	2,1	14,9	4,2	3,7	2,1
19/VIII	68,8	5,0	1,5	15,5	4,2	4,1	2,0
17/IX	65,9	5,0	1,6	15,4	4,6	3,7	2,0
3/X	68,2	5,0	1,7	15,4	4,6	3,9	2,1
5/XI	70,7	5,4	1,7	15,1	4,7	3,7	—
30/XI	70,8	5,3	1,7	15,1	4,7	3,9	2,1

ров (лагун) и без приустьевых пространств крупных притоков, а также без южной половины Малого моря, мы также не находим существенных различий в содержании главных ионов в отдельных районах озера. Лишь воды более или менее изолированных заливов, бухт и, особенно, соров Байкала, а также приустьевых районов крупных притоков озера, имеют некоторые различия в составе солей. Иллюстрируем это некоторыми данными, полученными летом 1955 г. (табл. 3).

Наблюдаемая стабильность солевого состава воды открытого Байкала объясняется, по нашему мнению, двумя причинами:

1) сильным регулирующим воздействием водных масс озера на химизм вод его притоков;

Таблица 3

Солевой состав воды открытого Байкала и некоторых его соров и заливов по материалам экспедиции 1955 г. в мг/л (поверхностные пробы)

Место и дата исследования	HCO ₃ [']	SO ₄ [']	Cl [']	Ca ^{..}	Mg ^{..}	Na ['] + K ['] (в мг/л Na)
Против пос. Б. Коты, 1,5 км от берега, 24 июня	68,0	5,7	1,2	16,1	3,4	4,6
Против пос. Бугульдейки, 12 км от берега, 2 июля	67,7	5,5	1,0	15,9	3,0	5,3
Разрез М. Хобой-Баргузинский залив, 12 км от Хобоя, 11 июля	68,3	5,6	1,1	16,4	3,2	4,6
Против Ольхонских Ворот, 8 км от берега, 5 июля	68,3	5,5	1,0	16,3	3,0	5,0
Середина между Большим и Малым Ушканьими островами, 20 июля	66,1	5,4	1,1	16,0	3,1	4,4
Разрез Ушкань острова — Покойники, середина озера, 21 июля	67,8	5,6	1,0	15,8	3,8	4,9
Против губы Анга, 1,5 км от берега, 26 июля	68,3	5,7	1,0	16,3	3,1	4,9
Малое море в проливе Ольхонские Ворота, 6 июля	68,1	5,6	1,2	16,1	3,0	5,4
Там же, у острова Угунгой, 7 июля	67,6	5,6	1,2	16,5	2,9	4,9
Там же, разрез Будун-Арул, середина озера, 10 июля	68,1	5,5	1,2	15,9	3,1	5,4
Баргузинский залив, центральная часть, 5 км от берега, 11 июля	66,8	5,3	1,3	17,1	3,1	3,4
Там же, внутренняя часть, 13 июля	63,7	5,8	1,3	19,1	2,9	0,3
Чивыркуйский залив, внешняя часть, 18 июля	67,1	5,7	1,1	17,0	3,0	3,9
Там же, внутренняя часть, 17 июля	68,2	5,6	1,2	16,8	3,0	4,6
Малое море, бухта Мухор, 7 июля	62,7	6,9	0,9	13,2	1,3	10,3
Залив Провал, 4 июля	116,8	—	10,8	22,1	1,3	—
Губа Анга, внутренняя часть, 26 июля	100,1	—	0,8	19,0	1,2	—

2) близостью среднего солевого состава воды Байкала и вод, его питающих.

Роль первой из указанных причин не требует особых доказательств. Достаточно напомнить, что годовой водный сток в озеро, включая сюда поверхностный речной сток, воды атмосферных осадков, выпадающие на поверхность озера и конденсирующиеся здесь же пары воды, по данным Г. Ю. Верещагина [1], составляет всего 0,22% от объема водных масс самого Байкала. Понятно, что столь малый сток может оказывать весьма небольшое влияние на химизм воды озера, да и то лишь в приустьевых участках впадающих в Байкал рек. Только воды крупных притоков, как, например, Селенги, Верхней Ангары и Баргузина, могут распространять свое влияние на относительно большие акватории озера.

Для решения вопроса о том, насколько близки по своему солевому составу вода Байкала и воды его питающие, мы провели соответствующие расчеты, главные результаты которых представлены в табл. 4.

Средний химический состав воды озера вычислен нами, как среднее арифметическое из 378 анализов, относящихся к разным районам открытого Байкала, к разным глубинам и к разным сезонам года.

Средний состав воды притоков этого озера вычислен по данным их химического стока,

Таблица 4

Средний солевой состав воды Байкала и питающих его вод в мг/л

Ингредиенты	Оз. Байкал	Притоки Байкала	Атмосферные осадки	Конденсирующиеся пары	Средний состав питающих Байкал вод
HCO ₃ ⁻	66,5	79,3	5,8	4,2	66,2
SO ₄ ⁻	5,2	6,7	0,9	0,4	5,6
Cl ⁻	1,4	1,8	0,3	0,2	1,5
Ca ⁺⁺	15,2	20,0	1,9	1,1	16,7
Mg ⁺⁺	3,1	4,3	0,1	0,05	3,6
Na ⁺	3,8	5,1*	0,10*	0,05*	4,2*
K ⁺	2,0				

Для вычисления среднего химического состава вод атмосферных осадков мы воспользовались результатами собственных исследований дождевых и снеговых вод, отобранных в районе пос. Б. Коты на Байкале, частично опубликованных нами ранее [2]. Состав конденсирующихся на поверхности озера паров воды вычислен в известной мере предположительно по двум анализам изморози, пробы которой были отобраны нами с ледовой поверхности Байкала вдали от берегов, т. е. вне всякого влияния населенных пунктов.

Наконец, средний химический состав всех питающих Байкал вод вычислялся с учетом дебита каждого источника, с поправкой на испарение с поверхности озера.

Содержание натрия и калия в питающих Байкал водах дано по разности и выражено в мг/л натрия (в таблице эти цифры отмечены звездочкой).

Легко видеть, что средний химический состав солевой части воды притоков Байкала действительно довольно близок к составу байкальской воды, отличаясь лишь несколько в сторону повышения концентрации отдельных ионов. Средний же солевой состав всех питающих Байкал вод, по существу, идентичен со средним составом вод открытого Байкала.

Необходимо оговориться, что близость химического состава байкальских вод и вод, питающих озеро, ограничивается, вероятно, только основными компонентами солевого состава. Что касается содержания соединений биогенных элементов, а также газов и органического вещества, то здесь такой картины уже не наблюдается. Так, например, содержание кремния в питающих Байкал водах в среднем в 3 раза выше, чем в водах самого озера [3]. Значительно выше в водах притоков Байкала содержание железа и некоторых других элементов. Эти элементы, попадая с водами притоков в Байкал, претерпевают здесь сложный процесс миграции. Круговорот их в озере связан с живым веществом. Под воздействием организмов или же под влиянием протекающих в Байкале физико-химических процессов (скажем, коагуляции коллоидов) эти компоненты выводятся из круговорота в водных массах озера. Поэтому содержание их в Байкале оказывается иным, нежели в питающих озеро водах, а общий баланс включает в себя ряд дополнительных звеньев.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные не позволяют судить о том, когда сформировался наблюдаемый ныне гидрохимический облик озера. Что касается генезиса его вод, то в современную нам эпоху Байкал заполнен водами его притоков и атмосферных осадков, выпадающих на его поверхность. Доказательством этого является близость среднего химического состава воды Байкала с питающими его водами, а также водный баланс озера. Действительно, для заполнения Байкала водами его притоков и атмосферными осадками, выпадающими на поверхность озе-

ра, с учетом испарения с поверхности Байкала, требуется всего около 500—550 лет. Следовательно, ожидать наличия в водных массах озера значительного количества реликтовых вод и влияния последних на химизм вод Байкала нет никаких оснований, так как только за послеледниковый период Байкал, очевидно, сменил свои воды не менее 25—30 раз. Можно было бы предполагать, что реликтовые воды сохранились на больших глубинах этого озера. Однако и глубинная зона Байкала также не является хранилищем таких вод. На это с полной очевидностью указывает отсутствие различий в вертикальном распределении компонентов солевого состава вод открытого Байкала: их содержание остается практически постоянным во всей толще вод этого озера — от поверхности до дна.

Следует оговориться, что высказанная нами точка зрения относительно того, что Байкал заполнен водами притоков и атмосферных осадков, т. е. является как бы приемником этих вод, в котором происходит простое их механическое смешение, относится только к основной солевой части воды озера. Понятно, что содержание в воде Байкала соединений биогенных элементов органического вещества и газов уже не соответствует среднему содержанию этих компонентов в питающих озеро водах. Напротив, попадая в Байкал, питающие его воды претерпевают в отношении этих компонентов сложный метаморфоз.

Вертикальная гидрохимическая зональность открытого Байкала

Рассматривая солевой состав воды открытого Байкала, мы показали, что сколько-нибудь значительные различия в горизонтальном и вертикальном распределении отдельных ингредиентов в водах озера отсутствуют на всем его протяжении. Напротив, другие ингредиенты распределены в водах Байкала в вертикальном направлении далеко не равномерно. К таким относятся компоненты газов (кислород, свободная углекислота), активная реакция, соединения биогенных элементов, органические вещества и др. (табл. 5). Вертикальное распределение всех перечисленных компонентов, обусловленное целым комплексом причин, из которых биологические процессы, протекающие в водоеме, играют

Таблица 5

Вертикальное распределение биогенных элементов в водах Байкала в районе пос. Б. Коты 19 марта 1952 г.

Глубина, м	Азот нитратный, мг/м ³	Фосфор фосфатный, мг/м ³	Кремний, мг/м ³	Железо общее, мг/м ³	Окисляемость, мг O ₂ /л	O ₂ , мг/л
0	77	41	1494	20	1,39	12,76
25	77	41	1491	20	1,29	12,94
50	79	42	1494	20	1,29	11,55
100	79	44	1606	20	1,09	10,78
250	84	44	1662	20	1,09	10,59
500	84	44	1737	20	1,00	10,48
600	86	46	1737	20	1,00	10,04
750	88	50	1868	20	0,98	9,72
1000	88	50	2167	32	0,88	9,44
1200	88	54	2417	32	0,86	9,32
1350	88	57	2653	32	0,71	9,25
У дна	132	129	5113	98	4,23	—
Грунтовый раствор, верхний 10-см слой	184	245	12899	2176	13,65	—

первенствующую роль, вполне закономерно и позволяет расчленить водные массы Байкала в вертикальном направлении на ряд зон.

Схем вертикального расчленения водных масс Байкала на отдельные зоны довольно много. Однако все они, за исключением одной, основываются на вертикальном распределении отдельных групп фауны и носят характер батиметрического распределения представителей этих групп. Единственной схемой, базирующейся на термике и, отчасти, на химизме вод Байкала, является схема вертикальной зональности Байкала, разработанная Г. Ю. Верещагиным [4]. Цитируемый автор делит водные массы Байкала в вертикальном направлении на четыре зоны с рядом подзон. Кратко зональность водных масс Байкала, по Верещагину, можно представить следующим образом.

Первая, альтернирующая зона охватывает область глубин с наличием прямой и обратной стратификаций температур, т. е. от поверхности до глубины 200—300 м. Зона делится на следующие подзоны:

а) подзону волнового перемешивания — от поверхности до глубины около 8 м; для нее характерно механическое перемешивание водных масс под воздействием волнения (динамическая конвекция); волновое перемешивание способствует выравниванию температур и гидрохимических факторов по вертикали; это выравнивание снижается в периоды начала обратной, а главным образом, прямой стратификации температур при безветренной погоде резкой термической стратификацией, исчезающей с появлением нового волнения; роль ледяного покрова не изучена;

б) подзону суточной конвекции, характеризующуюся интенсивными конвекционными тонами, возникающими под влиянием суточных и сезонных колебаний температуры в поверхностном слое, а также ветровой циркуляцией; нижняя граница ее колеблется от 15—20 м в периоды начала прямой и обратной стратификаций до 70—100 м в периоды гомотермии; вместе с подзоной ветрового перемешивания эта подзона составляет эпилимнион ряда авторов; в термическом отношении она характеризуется сравнительной однородностью температур, с вертикальным градиентом на 100 м около 1°; сезонные изменения температуры бывают значительны; характерны значительные суточные и сезонные колебания содержания кислорода, свободной CO_2 и кремнекислоты, связанные с жизнедеятельностью организмов;

в) подзону температурного скачка, приходящуюся на Байкале на глубины от нескольких метров до 80—90 м и более; обычно металимнион бывает кратковременным и слабовыраженным;

г) подзону сезонных конвекций, характеризующуюся преобладанием в ее динамике ветровых циркуляций над термическим перемешиванием в силу незначительных сезонных колебаний температур в этом слое; верхняя граница данной подзоны находится на глубине проникновения суточных конвекционных токов; нижняя граница определяется глубиной всей альтернирующей зоны — 200—300 м; в термическом отношении подзона характеризуется незначительностью колебаний температуры и небольшой ее неоднородностью по вертикали; в гидрохимическом отношении для нее характерно слабое уменьшение с глубиной содержания кислорода и увеличение свободной CO_2 и кремнекислоты.

Вторая зона — зона мезотермического максимума — характерна тем, что наблюдаемые здесь температуры совпадают с температурами наибольшей плотности воды на данной глубине. Благодаря этому здесь в периоды обратной термической стратификации альтернирующей зоны сосредоточены водные массы с наибольшей на профиле температурой.

Глубина ее залегания 200—250 м. В гидрохимическом отношении не представляет ничего характерного.

Третья зона — переннирующая — характеризуется наличием постоянной прямой термической стратификации. Верещагин рассматривает ее как водоем тропического типа. Зона делится им на подзоны:

а) подзону сезонного выравнивания, имеющую ясно выраженный сезонный ход температур; для нее характерно более интенсивное падение с глубиной содержания кислорода и увеличение свободной CO_2 и кремнекислоты, чем в подзоне сезонных конвекций;

б) подзону глубинной гомогенности, характерной проникновением сюда только течений, вызываемых ветровой циркуляцией; в термическом и гидрохимическом отношении она однородна;

в) подзону глубинного застоя, характеризующуюся постоянством температур, значительным снижением содержания кислорода и увеличением содержания свободной CO_2 и кремнекислоты; подзона лишь слабо захватывается течениями от ветровой циркуляции.

Наконец, четвертая зона — придонная — характерна своим контактом с дном, что налагает резкие различия на ее химизм и отчасти термiku.

Хотя предложенная Верещагиным схема и построена на термических и, частично, гидрохимических особенностях водных масс Байкала, все же и она полностью не удовлетворяет нас с гидрохимической точки зрения. Прежде всего, выделяемая Верещагиным зона мезотермического максимума, как указывает и сам автор, не представляет ничего характерного в гидрохимическом отношении. Деление на подзоны переннирующей зоны также не совсем ясно. Нам кажется, что выделение здесь подзоны сезонного выравнивания, являющейся фактически частью подзоны сезонных конвекций альтернирующей зоны, совершенно необоснованно. Кстати, мощность этой подзоны также неясна. Подзоны глубинной гомогенности и глубинного застоя представляют, по существу, общую подзону, так как их разделение не обосновано фактическими данными. Наконец, необходимо отметить отсутствие в схеме Верещагина зоны иловых вод, пропитывающих донные отложения озера, коренным образом отличных по своему химизму от всех вышележащих слоев воды, в том числе и от придонных.

В основу предлагаемой нами схемы вертикальной зональности Байкала мы кладем схему Верещагина, но с изменениями, вытекающими не только из термических особенностей озера, но главным образом из особенностей химизма его вод, а также его биологии, так как химизм вод в значительной части определяется биологическими процессами, протекающими в водоеме. Схема эта составлена применительно к открытой глубоководной области Байкала. Однако она применима и к прибрежным его районам. Нельзя лишь забывать, что в силу специфичности волнового и термического перемешивания вод в прибрежной части Байкала здесь отсутствует придонная зона в том виде, как мы ее трактуем для области больших глубин. Придонная зона проявляется во всех своих особенностях на достаточно больших глубинах, где воздействие волнового перемешивания водных масс уже не сказывается. Несколько отличается в прибрежной области и зона иловых вод. Ее химизм здесь имеет менее резкие отличия от химизма воды озера в связи с лучшей промываемостью прибрежных грунтов, по сравнению с глубоководными илами. Выделять прибрежную область Байкала в особую (или в особые) зону вряд ли возможно, так как общий характер динамики водных масс и гидрохимического режима озера за немногими исключениями в прибрежной полосе не отличаются от открытых районов. Некоторые осо-

Схема гидрохимической зональности Байкала

Зоны	Альтернирующая		Перемешивающая		Перемешивающая		Придопная	Иловых вод
	волнового перемешивания	суточной конвекции	сезонных конвекций	суточной конвекции	сезонных конвекций	придопной зоны		
Батиметрическое местоположение	Лето: от 0 до 8-10 м Зима (подледный период): от 0 до 4-5 м	Лето: от 8-10 до 70-80 м Зима: от 4-5 до 5-8 м	От нижней границы поддопной конвекции до 200-300 м	От 200-300 м до придонной зоны	От 200-300 м до придонной зоны	Придопный слой мощностью около 1 м, считая от дна	Ниже поверхности донных отложений	
Динамика водных масс	Волновое перемешивание	Ветровые циркуляции и конвекционные токи, возникающие под влиянием суточных колебаний температуры	Ветровые циркуляции (преобладают) и конвекционные токи, возникающие под влиянием сезонных колебаний температуры	Течения от ветровой циркуляции, по степени затухающие с глубиной	Течения от ветровой циркуляции, по степени затухающие с глубиной	Диффузионные токи, вихревые токи, возникающие от движений животных	Диффузионные токи	
Термика	Резкие суточные и сезонные колебания температуры. Однородное распределение температуры по вертикали	Правильные (но не резкие) суточные и сезонные колебания температуры. Незначительные изменения температуры с глубиной	Суточные колебания температуры отсутствуют. Сезонные невелики, постепенно затухают с глубиной. Небольшая вертикальная неоднородность температур	Постоянная прямая стратификация с незначительными изменениями по вертикали	Постоянство температуры в течение всего года	Постоянство температуры	Постоянство температуры в течение года. Возможна незначительная стратификация	
Газовый режим O ₂ своб. CO ₂	Правильный суточный ход. Летом часто перемешивание вод кислородом, иногда отсутствие своб. CO ₂ и появление CO ₂ . Зимой содержание O ₂ близко к нормальному насыщению, содержание своб. CO ₂ невелико. Распределение O ₂ и своб. CO ₂ по вертикали однородно.	Правильный суточный ход. Заметные сезонные колебания. Незначительное уменьшение O ₂ и увеличение своб. CO ₂ с глубиной. Содержание O ₂ в течение года лежит вблизи нормального насыщения	Суточные колебания отсутствуют, сезонные выражены слабо. Вертикальное распределение аналогично поддопной конвекции	Суточные и сезонные колебания отсутствуют. Падение с глубиной содержания O ₂ до 80-75% насыщения и рост содержания своб. CO ₂ до 5,5-6,0 мг/л.	Значительное падение содержания O ₂ и увеличение своб. CO ₂ в верхних горизонтах, там, где происходит изменение его от полного насыщения к брине около 1-5 см. Рост содержания своб. CO ₂ . Возмужно наличие H ₂ S, особенно в нижних слоях.	Резкое падение содержания O ₂ в верхних горизонтах, там, где происходит изменение его от полного насыщения к брине около 1-5 см. Рост содержания своб. CO ₂ . Возмужно наличие H ₂ S, особенно в нижних слоях.	Резкое падение содержания O ₂ в верхних горизонтах, там, где происходит изменение его от полного насыщения к брине около 1-5 см. Рост содержания своб. CO ₂ . Возмужно наличие H ₂ S, особенно в нижних слоях.	
Активная реакция (рН)	Резкие суточные и сезонные колебания (7,36-8,50). Однородное вертикального распределения.	Ясный суточный ход и сезонные колебания. Незначительное подкисление с глубиной	Ясные сезонные колебания. Небольшое подкисление с глубиной	Постепенное подкисление с глубиной от 7,6-7,4 в верхних горизонтах до 7,0 в нижних горизонтах	рН близка к нейтральной	Нейтральная или слабощелочная		

Продолжение таблицы 6

Биогенные элементы (N, P, Si)	Резкие сезонные изменения. Небольшой рост с глубиной содержания соединений азота и фосфора	Сезонные колебания с глубиной умснщаются. В вертикальном направлении заметный рост нитратов и фосфатов и незначительный рост кремния	Правильные сезонные изменения отсутствуют. Рост с глубиной, особенно заметный у нитратов и фосфатов	Резкое увеличение содержания по сравнению с придонной зоной (в 2-8 раз). Заметное увеличение с глубиной, особенно P и Si	Резкое увеличение содержания по сравнению с придонной зоной (в 2-4 раза)	Резкий рост окисляемости в поверхностном слое зоны (в 5-7 раз по сравнению с поверхностным слоем воды)	Резкий рост окисляемости в поверхностном слое зоны (в 5-7 раз по сравнению с поверхностным слоем воды)	Резкий рост окисляемости в поверхностном слое зоны (в 5-7 раз по сравнению с поверхностным слоем воды)	Резкое увеличение содержания по сравнению с придонной зоной (в 2-8 раз). Заметное увеличение с глубиной, особенно P и Si
Окисляемость воды	Значительные сезонные колебания. Максимальные величины для всей 50 м зоны	Значительное падение окисляемости (до 25-30%) в поверхностном слое (до 25 м)	Небольшие сезонные колебания. Вертикальная стратификация выражена крайне слабо	Сезонные колебания неясны. С глубиной наблюдается увеличение окисляемости	Рост окисляемости по сравнению с поверхностным слоем воды	Рост окисляемости по сравнению с поверхностным слоем воды	Рост окисляемости по сравнению с поверхностным слоем воды	Рост окисляемости по сравнению с придонной зоной (в 2-4 раза)	Резкий рост окисляемости в поверхностном слое зоны (в 5-7 раз по сравнению с поверхностным слоем воды)
Солевой состав	Постоянство содержания основных ингредиентов солевого состава в течение года на всех глубинах	Постоянство содержания основных ингредиентов солевого состава в течение года на всех глубинах	Постоянство содержания основных ингредиентов солевого состава в течение года на всех глубинах	Постоянство содержания основных ингредиентов солевого состава в течение года на всех глубинах	Постоянство содержания основных ингредиентов солевого состава в течение года на всех глубинах	Постоянство содержания основных ингредиентов солевого состава в течение года на всех глубинах	Постоянство содержания основных ингредиентов солевого состава в течение года на всех глубинах	Постоянство содержания основных ингредиентов солевого состава в течение года на всех глубинах	Постоянство содержания основных ингредиентов солевого состава в течение года на всех глубинах
Характерные биохимические процессы	Преобладание процессов фотосинтеза над процессами деструкции органических веществ в периоды вегетации микро- и макрофитов до глубины 25-30 м. Постепенное затухание фотосинтеза на глубинах 25-60 м.	Фотосинтез отсутствует. Наличие процессов деструкции отмерших организмов	Фотосинтез отсутствует. Наличие процессов деструкции отмерших организмов	Фотосинтез отсутствует. Наличие процессов деструкции отмерших организмов	Фотосинтез отсутствует. Наличие процессов деструкции отмерших организмов	Фотосинтез отсутствует. Наличие процессов деструкции отмерших организмов	Фотосинтез отсутствует. Наличие процессов деструкции отмерших организмов	Фотосинтез отсутствует. Наличие процессов деструкции отмерших организмов	Фотосинтез отсутствует. Наличие процессов деструкции отмерших организмов

бенности в режиме прибрежной полосы Байкала существуют лишь в периоды застоя ее водных масс, т. е. в периоды штилевой погоды, а также, частично, зимой подо льдом, и бесследно исчезают после первого же небольшого волнения на озере.

Водные массы Байкала мы делим в вертикальном направлении на четыре зоны: альтернирующую, переннирующую, придонную и иловых вод.

Альтернирующая зона в целом соответствует таковой, принимаемой Верещагиным. Она простирается от поверхности до глубины 200—300 м, охватывая область глубин с прямой и обратной термической стратификацией. Зона делится на три подзоны:

а) подзона волнового перемешивания охватывает верхние слои воды до глубины 8—10 м. Как показывает само название, для подзоны характерно волновое перемешивание ее водных масс под действием ветров. Это перемешивание обуславливает однородное распределение по вертикали температур и ряда гидрохимических компонентов (кислород, свободная CO_2 , азот нитратов, фосфор фосфатов и некоторые др.). В летний период здесь часто наблюдается пересыщение воды растворенным кислородом; свободная углекислота иногда отсутствует и появляются монокарбонаты. Зимой содержание кислорода приближается к нормальному насыщению, количество же свободной CO_2 остается незначительным. Содержание соединений биогенных элементов (азота, фосфора) наименьшее по вертикали. Окисляемость воды, напротив, максимальная. В течение большей части года (с февраля по ноябрь) процесс фотосинтеза преобладает над процессами деструкции органического вещества [5]. Летом в периоды штилевой погоды характерно быстрое установление резкой термической стратификации, бесследно исчезающей с появлением даже легкого волнения.

Наличие зимой ледяного покрова сказывается на динамике водных масс подзоны волнового перемешивания лишь частично. Это влияние выражается в перемещении нижней границы подзоны ближе к поверхности водоема, предположительно на глубину 4—5 м;

б) подзона суточной конвекции простирается от нижней границы подзоны волнового перемешивания до глубины 70—80 м летом и 5—8 м зимой. Динамика водных масс осуществляется здесь как за счет конвекционных токов, возникающих под влиянием суточных колебаний температуры, так и за счет ветровой циркуляции. Для подзоны характерно наличие правильных суточных колебаний температуры воды, за исключением подледного периода, а также суточного хода кислорода, свободной CO_2 и pH в течение всего года. В вертикальном направлении наблюдается сравнительная однородность распределения температур, незначительное уменьшение с глубиной содержания кислорода, увеличение содержания свободной CO_2 , азота нитратов, фосфатного фосфора и кремния и падение величин окисляемости воды.

Летом до глубины 25—30 м процесс фотосинтеза преобладает над деструкцией органического вещества. Глубже энергия его понижается, и на глубине около 60—70 м фотосинтез полностью прекращается [6];

в) подзона сезонных конвекций расположена между нижней границей подзоны суточной конвекции и нижней границей всей альтернирующей зоны (около 250 м). Здесь преобладает влияние ветровой циркуляции воды. Конвекционные токи, возникающие под действием сезонных колебаний температуры воды, имеют подчиненное значение. Суточные колебания температуры воды и гидрохимических факторов отсутствуют. Наблюдаются лишь сезонные колебания, постепенно затухающие с глубиной.

В вертикальном направлении характерно незначительное уменьшение с глубиной количества кислорода, увеличение содержания свободной CO_2 , кремния, азота нитратов, фосфатного фосфора, особенно у нижней границы подзоны. Величины окисляемости воды в пределах всей подзоны практически постоянны. Фотосинтез отсутствует.

Переннирующая зона охватывает основную водную толщу озера от альтернирующей до придонной зоны, т. е. с глубины около 200—300 м и не доходя примерно 1 м до дна.

Здесь наблюдаются лишь течения, вызываемые ветровой циркуляцией. С глубиной течения эти, видимо, постоянно затухают. Однако в некоторые моменты, особенно при ветрах северо-западного направления (горные ветры), достигающих на Байкале большой силы, ветровая циркуляция может захватывать слои воды до глубины 600 м и более [1].

Сезонные изменения температуры воды незначительны и незначительны. Характерно наличие постоянной, в течение всего года, прямой стратификации температур, выраженной, правда, очень слабо. С глубиной наблюдается некоторое падение содержания кислорода (до 80—75% насыщения), увеличение содержания свободной CO_2 и значительный рост нитратного азота, фосфатного фосфора и кремния. Сезонные изменения гидрохимических компонентов практически отсутствуют.

Придонная зона расположена непосредственно над дном озера, захватывая слой воды толщиной предположительно до 1 м, считая от дна. В некоторых местах, например в отдельных котловинках, возможно увеличение мощности этой зоны до нескольких метров. Динамика водных масс на больших глубинах осуществляется в основном за счет диффузионных токов. Некоторое влияние могут оказывать вихревые токи, возникающие при движении животных. Температура воды постоянна. Наблюдается значительное падение количества кислорода и увеличение свободной углекислоты, повышение в 2—4 раза, по сравнению с переннирующей зоной, содержания нитратного азота, фосфатного фосфора и кремния и рост в 2—3 раза величин окисляемости воды.

Возможен некоторый рост общей минерализации воды за счет бикарбоната кальция.

Зона иловых вод расположена ниже поверхности донных отложений Байкала. Динамика водных масс осуществляется здесь также за счет диффузионных токов. Тесный контакт вод этой зоны с твердой фазой обуславливает резкие отличия химизма иловых вод от вод вышележащих слоев. Содержание кислорода резко падает уже в верхних горизонтах зоны иловых вод, а содержание свободной углекислоты, напротив, возрастает. С глубины 1—5 см и ниже кислород полностью отсутствует. Возможно появление сероводорода. Содержание азота нитратов, фосфора фосфатов, кремния, железа, марганца возрастает в 2—8 раз и более по сравнению с их содержанием в придонных слоях воды. Наблюдается некоторое увеличение общей минерализации воды за счет бикарбоната кальция. Величины окисляемости воды возрастают в 5—8 раз по сравнению с поверхностными слоями вод.

В вертикальном направлении зона крайне неоднородна. Уже в верхнем 20-сантиметровом слое грунта наблюдается заметный рост содержания нитратного азота, фосфатного фосфора, кремния, падение величин окисляемости, а также содержания кислорода с глубиной. В табл. 6 дается краткая характеристика каждой из намечаемых нами зон.

Поступила в редакцию
17/VI 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. Ю. Верещагин, Некоторые данные о режиме глубинных вод Байкала в районе Маритуга. Тр. Комиссии по изуч. оз. Байкал, т. 2, 1927.
2. К. К. Вотинцев, Химический состав вод атмосферных осадков Прибайкалья. ДАН СССР, т. 95, № 5, 1954.
3. К. К. Вотинцев, Пути миграции кремния в озере Байкал. Тр. Всес. гидробиол. Об-ва, т. 6, 1955.
4. Г. Ю. Верещагин, Основные черты вертикального распределения динамики водных масс на Байкале. Акад. В. И. Вернадскому. Сб. статей, т. 2, 1936.
5. К. К. Вотинцев, Суточный ход кислорода и первичной продукции в верхнем слое оз. Байкал. ДАН СССР, т. 88, № 1, 1953.
6. П. Ф. Бочкарев, К. К. Вотинцев, В. Н. Яснитский, Об энергии фотосинтеза некоторых макрофитов оз. Байкал. ДАН СССР, т. 70, № 3, 1950.

В. И. АСТРАХАНЦЕВ

О ПРИНЦИПАХ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Необходимость правильного размещения производительных сил на территории Сибири и Дальнего Востока с учетом перспектив освоения новых земель под промышленное и сельскохозяйственное производство выдвигает перед наукой в качестве первоочередной задачи детальное природное районирование этой территории. Такое районирование должно учитывать общий комплекс физико-географических условий (климат, растительность, водные ресурсы и др.) и давать экономическую интерпретацию возможностей их рационального использования в народном хозяйстве.

Гидрологическая характеристика территории является одной из основных в оценке рационального размещения промышленных, транспортных и сельскохозяйственных объектов. Она определяет условия строительства гидроэлектростанций, проведения мелиоративных мероприятий, водоснабжения городов и сел, судоходства и лесосплава по рекам. Все эти требования к водным ресурсам должны учитываться при гидрологическом районировании территории.

Гидрологические условия рек Сибири и Дальнего Востока весьма разнообразны. При среднем модуле стока для всей территории в 6 л/сек с 1 км^2 здесь имеются как маловодные, так и многоводные области. Гидрологическое разнообразие, особенно в отношении величины и режима речного стока, обуславливается различием географических условий обширной территории (климата, рельефа и др.). Основная часть территории имеет резко континентальный климат, определяемый ее удаленностью от теплых океанических течений. Климатическое влияние Атлантического океана ослабляется Уральскими горами, а Тихого — Приморским поясом хребтов. На распределение стока по рассматриваемой территории, наряду с влиянием океанов, большое воздействие оказывает рельеф местности — преобладание горных областей, особенно в южной и восточной частях Сибири и на большей части Дальнего Востока. Следовательно, основными факторами, определяющими гидрологические условия речного стока данной территории, являются климат и рельеф страны.

В гидрологическом отношении территория Сибири и Дальнего Востока, занимающая 57% площади СССР, изучена слабо и неравномерно. Имеющаяся сеть гидрологических наблюдений развевывалась в наиболее обжитых районах и включала в основном крупные и средние реки. Продолжительность наблюдений по рекам, особенно по малым и средним, очень неравномерна.

Данные стационарной сети наблюдений обобщены в ряде опубликованных монографий [1—5]. В последние годы появились работы по отдельным районам и бассейнам Сибири и Дальнего Востока [6—10 и др.]. В них дается характеристика среднегодового стока, его режима, распределения в году и многолетнем разрезе. Однако многие районы, особенно

в северной и северо-восточной частях Сибири, освещены очень слабо из-за отсутствия в достаточном количестве данных стационарных наблюдений.

Слабая освещенность гидрологических условий речного стока на территории Сибири и Дальнего Востока подчеркивается и ограниченностью работ по гидрологическому районированию. Основными для рассматриваемой территории являются работы М. Д. Семенова-Тян-Шанского [11], В. А. Троицкого [12] и П. С. Кузина [8, 13].

В первой работе [11] дается схема гидрологического районирования Азиатской части СССР (южнее 60° с. ш.) по климатическим зонам. За зонообразующий фактор принят коэффициент K , представляющий отношение суммарного годового количества осадков к суммарному годовому количеству испарения. При районировании выделены следующие зоны: сухая ($K = 0,25 \div 0,50$), засушливая ($K = 0,50 \div 1,00$), нормального увлажнения ($K = 1,00 \div 1,50$) и сильного увлажнения ($K > 1,50$). Зоны подразделены на области (по растительному покрову или условиям испарения), районы (по углу падения местности) и подрайоны (по отношению грунтов к выпадающим осадкам). Это районирование схематично и для отдельных мест ошибочно. Так, например, бассейны рек Витима, Олекмы и Алдана отнесены к засушливой зоне, хотя там имеется значительный речной сток. Существенным недостатком указанной схемы является отсутствие единого критерия выделения климатических зон. Для Дальнего Востока принят иной критерий выделения зон, чем для остальной территории Азиатской части СССР.

В. А. Троицкий [12] гидрологическое районирование всей территории СССР основывал на анализе соотношения элементов водного баланса (осадков, стока и испарения). За основные единицы районирования были приняты климатические страны и гидрологические зоны. Взаимное пересечение границ указанных единиц оконтуривало гидрологические провинции. В зависимости от системы изолиний водного баланса провинции подразделяются на округа, которые, в свою очередь, по расположению дренажной (речной) сети и ее густоте делятся на гидрологические районы. Наконец, внутри районов по гидравлическим и физико-механическим свойствам наличных водных объектов выделяются подрайоны.

По В. А. Троицкому, на территории Сибири и Дальнего Востока выделяются пять климатических стран (Восточная атлантическая, Алтайско-Саянская, Западная континентальная, Восточная континентальная и Тихоокеанская) с различным сочетанием зон влажности. Так, в Восточной атлантической стране имеется три зоны (влажная — тундра и лесотундра, избыточно-влажная, лесная), в Западной континентальной и Тихоокеанской — по три зоны (влажная, избыточно-влажная и переманно-влажная) и в Восточной континентальной — две первые зоны. Алтайско-Саянская горная страна на гидрологические зоны не подразделялась; в ней выделено два округа. Всего по Сибири и Дальнему Востоку было выделено 53 гидрологических округа и дана их краткая характеристика. Выделение районов и подрайонов не производилось. Такое районирование, как и предыдущее, не позволяет дать подробную водохозяйственную оценку территории с учетом разнообразных запросов отдельных отраслей водного хозяйства.

Районирование территории по отдельным гидрологическим признакам имеется в работе М. И. Львовича [4]. В основу предложенной им комплексной классификации рек СССР положены генезис стока, или источники питания, внутригодовое распределение стока, зимний режим рек и динамика речного русла. В работе даны карты классификации рек СССР по перечисленным признакам. Так, по источникам питания на тер-

ритории Сибири и Дальнего Востока выделены три основные области: преимущественно снегового, преимущественно дождевого и смешанного питания. Первая область располагается в зоне атлантического и тихоокеанского климатических влияний, вторая — в Якутской впадине и в Приамурье, третья — в центральной континентальной зоне Восточной Сибири. По сезонному распределению стока имеем постепенную смену (с севера на юг) почти исключительно летнего стока на смешанный тип распределения с преобладанием летнего стока. По продолжительности ледостава отмечается постепенное увеличение его сроков с юга на север (от 4 до 8 месяцев).

К сожалению, указанные закономерности не могут быть использованы как основа гидрологического районирования, так как они отражают лишь отдельные стороны сложного физико-географического процесса, результатом которого является речной сток. Величина речного стока является основной характеристикой рек и водности их бассейнов.

Расходы воды в реках (среднегодовые и меженные) использовались рядом авторов [14, 15] в качестве критерия классификации рек по их размеру. Но эти классификации, построенные на расходной характеристике рек в сочетании с морфометрическими показателями (длина рек, площадь их бассейнов), по существу, являются односторонними.

При гидрологическом районировании, имеющем основной задачей выделение типичных гидрологических районов, важнейшей характеристикой речного стока являются модуль или слой годового стока. Впервые на важность этих величин при классификации рек было указано М. И. Львовичем [4]. Он наметил схему подразделения речных бассейнов по их водности на четыре основные категории: маловодные с модулем стока с 1 км^2 менее 3 л/сек , средней водности — от 3 до 13 л/сек , многоводные — от 13 до 32 л/сек и очень многоводные — с модулем стока более 32 л/сек .

Данная схема может быть использована как основа для выделения основных районов при гидрологическом районировании территории.

Важной гидрологической характеристикой являются многолетние колебания водоносности рек. Как отмечает П. С. Кузин [8], эти колебания тесно связаны с общей синоптической обстановкой атмосферы, которая определяется действием циклонов и антициклонов. В пределах изученной части территории СССР П. С. Кузиным выделено 12 гидросиноптических районов, из них семь (восточная часть Волго-Иртышского, Ангаро-Верхнеамурский, Алтайско-Саянский, Витимо-Вилуйский, Зей-Алданский, Бурейнский и Колымский) располагаются в пределах Сибири и Дальнего Востока. Они находятся (в большинстве разрозненно) в южной и юго-восточной частях территории и характеризуются одинаковыми внутри района и различными между собою условиями колебания средней водности по годам.

Аналогичное районирование территории СССР было предложено Т. Н. Качуковой [16], которая, в соответствии с климатическими районами [17], на территории Сибири и Дальнего Востока выделила 11 районов с синхронными колебаниями годового стока.

Гидросиноптические районы и районы с синхронными колебаниями годового стока следует рассматривать как часть общего гидрологического районирования; они облегчают долгосрочный прогноз речного стока, имеющий особо важное значение в гидроэнергетике.

Общее гидрологическое районирование территории, учитывающее запросы всех отраслей водного хозяйства, как нам представляется, должно основываться на средних характеристиках речного стока, а именно, на величине среднегодового стока, как наиболее устойчивом критерии

по территории. Величина среднегодового стока определяется общим комплексом физико-географических факторов и находится в тесной связи с физико-географическими зонами страны, для которых свойственны определенные пределы изменения величины стока.

Как известно, физико-географические зоны (тундра, лесотундра, тайга, лесостепь, степь, полупустыня и пустыня) располагаются в широтном направлении. Однако зачастую их широтное расположение нарушается влиянием морских течений и высоты местности. Для горных областей свойственна своя закономерность в расположении зон, выражающаяся в наличии вертикальной, или высотной, поясности. Таким образом, широтная общегеографическая зональность, определяемая в основном климатическими условиями страны, и высотная поясность, определяемая высотой местности (в горных областях), представляют единую основу для выделения гидрологических районов.

В формировании речного стока эти две закономерности находят свое яркое отражение, и мы вправе сказать, что главными факторами, определяющими величину речного стока, являются климат и рельеф* во взаимодействии с другими физико-географическими условиями. Подчеркивание ведущей роли рельефа, наряду с климатом, крайне необходимо. Особенно важное значение этот фактор имеет в горных областях, наветренных районах которых свойственно многоводие, определяемое повышенным, по сравнению с равнинными участками территории, количеством летне-осенних осадков и благоприятными условиями их стока (значительные уклоны и в большинстве случаев малопроницаемые подстилающие породы).

Игнорирование указанного взаимодействия вызывает искусственное выделение горных стран из общей схемы гидрологического районирования, как это видно по работе В. А. Троицкого [12]. Понятно, что при составлении карт изолиний среднегодового стока высотная поясность должна найти свое отражение, и в работах последних лет [6, 7, 18, 19] она учитывается. Но при гидрологическом районировании следует исходить из общей схемы, основанной на анализе всех особенностей рассматриваемой территории.

При обосновании принципиальной основы гидрологического районирования Сибири и Дальнего Востока следует принимать во внимание определение гидрологического района, данное Л. К. Давыдовым [1] в следующем виде: «Гидрологический район представляет собой территорию, обладающую типичными гидрологическими чертами и процессами формирования вод». К категории типичных гидрологических черт отнесены характер водных объектов на данной территории, их размещение, густота гидрографической сети, морфометрические особенности и т. п. К категории типичных гидрологических процессов отнесены источники питания, соотношение между элементами водного баланса, водный, ледовый и химический режимы вод, эрозионная деятельность и т. п. При этом первая категория является относительно устойчивой, а вторая — изменчивой во времени и в пространстве.

Сочетание указанных категорий типичных гидрологических черт и процессов при гидрологическом районировании предыдущими авторами учитывалось недостаточно. Это привело к тому, что наметился разрыв между оформлением и изданием всех гидрологических материалов и схемами гидрологического районирования. Гидрологические материалы стационарных и экспедиционных исследований оформляются по гидрогра-

* По Л. К. Давыдову [1], «реки представляют собой продукт климата их бассейнов на общем фоне ландшафтных условий».

фическим бассейнам, а схемы гидрологического районирования зачастую не учитывают гидрографических границ.

Поэтому представляется обоснованным гидрологическое районирование Сибири и Дальнего Востока увязывать с гидрографическим районированием СССР, предложенным Государственным гидрологическим институтом и принятым за основу издания отдельных томов материалов по гидрографии СССР. На территории Сибири и Дальнего Востока выделено четыре больших района: VI — бассейн Карского моря (западная часть), VII — бассейн Карского моря (восточная часть), VIII — бассейны моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского и IX — бассейн Тихого океана. С целью более краткого наименования и отражения территориального расположения (по главным рекам) указанные районы предлагается именовать бассейнами со следующими краткими названиями: VI — Обский, VII — Енисейско-Таймырский, VIII — Лено-Хатангский и IX — Амурско-Охотский бассейны. Дополнительно выделяется X — Яно-Колымский бассейн. Границы указанных бассейнов и их номера показаны на рис. 1.

За основу предлагаемой схемы гидрологического районирования принимаются зоны водности, выделяемые по картам изолиний среднегодового стока в соответствии с данными табл. 1.

Таблица 1

Схема выделения зон водности при гидрологическом районировании

Наименование зон водности	Величина среднегодового стока				Примерная физико-географическая характеристика
	модуль стока, л/сек с 1 км ²		слой стока, мм		
	от	до	от	до	
Безводная			Сток отсутствует		пустыни полупустыни, степи лесостепи лесная горнотаежная высокогорная альпийская
Очень маловодная	0	1	0	30	
Маловодная	1,1	3,0	31	100	
Средней водности	3,1	8,0	101	250	
Значительной водности	8,1	16,0	251	500	
Многоводная	16,1	32,0	501	1000	
Очень многоводная	более	32,0	более	1000	

Принятое наименование зон водности наиболее правильно отражает водохозяйственную характеристику территории и в основном совпадает с понятиями, сложившимися в практике. Наименования гидрологических зон по М. П. Семенову-Тянь-Шанскому [11] и В. А. Троицкому [12] имеют климатический оттенок и недостаточно выражают гидрологическую сущность.

Пределы изменения величины среднегодового стока по зонам водности в основном близки к истинным границам разделения участков по источникам питания и режиму стока. Выражение пределов в модулях стока и слое годового стока необходимо для практических целей гидрологического районирования, учитывая наличие карт изолиний стока в той и иной размерности. Относительное расхождение двух величин по отдельным зонам невелико и не превышает 7—8%, т. е. лежит в пределах точности измерения и подсчета величин речного стока.

Последняя графа таблицы является общей иллюстрацией отражения физико-географических зон и, как будет видно из описания отдельных зон водности, имеет некоторые специфические особенности, главным образом для зон средней и значительной водности.

всего имеют периодический сток, характеризующийся среднегодовым слоем менее 30 мм при коэффициенте стока менее 0,10. В водохозяйственном отношении очень маловодная зона нуждается в проведении обводнительных мероприятий. Водоснабжение в естественных условиях может базироваться лишь на использовании подземных вод или вод транзитных рек, если таковые имеются и удовлетворяют необходимым требованиям водоснабжения.

2. Маловодная зона распространена в южной части Обско-го бассейна, отдельными районами в верхнем течении Енисея, Приангарье и бассейне Селенги (Енисейско-Таймырский гидрографический бассейн), в пределах Вилюйской впадины (Лено-Хатангский бассейн) и в бассейне Шилки и Аргуни (Амурско-Охотский бассейн). Указанные районы в большинстве случаев представляют лесостепную зону с включением небольших степных участков. Величина среднегодового местного стока изменяется от 30 до 100 мм при коэффициенте стока в 0,10—0,30. По своему режиму местные реки в основном относятся к типу преобладания весеннего стока. Транзитные реки, как, например, в Приангарье (Ангара, Ока, Ия и др.), имеют черты режима, свойственные выше расположенным участкам их бассейнов.

Местный сток маловодной зоны для водохозяйственных целей может быть использован в ограниченных пределах при условии проведения мероприятий по его регулированию. В гидроэнергетическом отношении малые реки нерентабельны, они также не обеспечивают надежного и качественного водоснабжения. В мелиоративном отношении территории зоны нуждаются в обводнительных мероприятиях, источником которых могут служить транзитные реки, имеющие качественную воду. В ряде случаев, как, например, в Вилюйской впадине, требуется проведение осушительных работ. Транзитные реки в пределах зоны имеют большие запасы гидроэнергии. Создание гидротехнических узлов на этих реках может решить целый комплекс водохозяйственных проблем, как в водопотреблении (орошение, водоснабжение), так и в водопользовании (гидроэнергетика, судоходство, лесосплав и др.).

3. Зона средней водности в пределах Сибири и Дальнего Востока имеет преобладающее распространение во всех гидрографических бассейнах. Она занимает среднюю полосу рассматриваемой территории и как бы разделяет области климатического влияния Атлантического и Тихого океанов. Северной границей зоны средней водности являются моря: Чукотское, Восточно-Сибирское и море Лаптевых, а южной — Алтайско-Саянское горное обрамление и северная граница маловодной зоны. Эта обширная область представляет собой, в основном, лесную зону, а на северном побережье лесотундру и тундру. Величина среднегодового стока изменяется в пределах от 100 до 250 мм при коэффициенте стока в 0,20—0,40. По режиму реки зоны средней водности являются смешанными. Весеннее половодье по величине, за редким исключением, не превосходит летних паводков. По источникам питания территория зоны относится к смешанному типу с увеличением к северу доли снегового питания.

Местный сток зоны средней водности может использоваться в целях гидроэнергетики и водоснабжения местного значения. По мелиоративным условиям требуется проведение осушительных мероприятий, чаще всего в предгорных районах и долинных участках малых рек.

Транзитные реки в зоне средней водности, часто имеющие значительные расходы воды, дают возможность получать большое количество дешевой электрической энергии путем строительства мощных ГЭС, вплоть до крупнейших — типа Братской и Красноярской. Кроме того, транзит-

ные реки обеспечивают удовлетворение требований водоснабжения крупных населенных пунктов и промышленных объектов. По этим рекам возможно судоходство и лесосплав в сроки, зависящие от продолжительности ледостава, который длится от четырех (на юге) до восьми (на крайнем севере) месяцев.

4. Зона значительной водности занимает северную часть бассейнов рек Оби и Енисея, Охотское побережье, нижнее Приамурье и горнотаежные районы Алтайско-Саянской и Байкало-Алданской областей. Величина среднегодового стока изменяется от 250 до 500 мм при коэффициенте стока в 0,30—0,60. Значительная величина стока определяется повышенным количеством выпадающих осадков и благоприятными условиями их стока (наличие слабопроницаемых подстилающих пород в горных областях и вечной мерзлоты и медленного сезонного оттаивания грунтов — в северных районах). По режиму стока в зоне значительной водности преобладает летний сток, включающий в отдельные годы паводки больших размеров, которые приносят большой вред народному хозяйству. Следовательно, в этой зоне остро встает проблема прогноза больших наводнений и защиты от них.

В водохозяйственном отношении большую ценность имеют огромные запасы гидроэнергии, использование которой представляет народнохозяйственный интерес. Сочетание многоводия со значительными уклонами рек определяет рентабельность строительства гидроэнергетических узлов. Зона значительной водности имеет благоприятные условия и для организации водоснабжения за счет речного стока. Судоходство и лесосплав определяются местными особенностями рек. В горнотаежных районах судоходство затруднительно, а лесосплав возможен небольшими плотами и молевым способом.

5. Многоводная зона, приуроченная в наших условиях к высокогорным областям, имеет локальное распространение на Урале и Алтае, в Саянах, прибайкальских и приморских хребтах Дальнего Востока. Небольшой район многоводной зоны выделяется в области гор Путорана (водораздел Енисейско-Таймырского и Ленско-Хатангского бассейнов). Многоводная зона характеризуется высокими значениями среднегодового стока (от 500 до 1000 мм) при коэффициенте стока выше 0,60. Многоводие зоны определяется большим количеством летне-осенних осадков и благоприятными условиями их стока.

В водохозяйственном отношении многоводная зона оказывает большое влияние на нижерасположенные районы своим транзитным стоком. По удельным запасам гидроэнергии (в расчете на 1 км² водосборной площади) она превосходит все предыдущие.

Краткая характеристика зон водности и их водохозяйственная оценка показывают, что даже в общих чертах они характеризуются типичными гидрологическими условиями и сравнительно одинаковыми условиями использования водных ресурсов в народном хозяйстве. Это еще раз подтверждает правильность предлагаемой, в принципе новой, схемы гидрологического районирования Сибири и Дальнего Востока. При более детальном районировании, имеющем целью выделение гидрологических районов, могут быть оговорены действительно типичные участки территории с подробной характеристикой водных ресурсов и указанием путей их водохозяйственного использования. Детальное гидрологическое районирование должно выполняться на картах крупного масштаба, позво-

ляющего с достаточной точностью оценить гидрологические особенности каждого гидрологического района.

Задачи освоения природных богатств Сибири и Дальнего Востока требуют расширения научной работы в гидрологической и водохозяйственной областях, так как от правильного освещения гидрологических условий во многом зависит правильность размещения производительных сил страны. Гидрологические исследования территории должны быть расширены с таким расчетом, чтобы в ближайшие годы можно было пополнить гидрологическое районирование территории Сибири и Дальнего Востока.

Восточно-Сибирский филиал
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
19/VII 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. Л. К. Давыдов, Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Гидрометеониздат, 1947.
2. Л. К. Давыдов, Гидрография СССР, т. I, II, Изд. ЛГУ, 1953, 1955.
3. Б. Д. Зайков, Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Тр. НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 24, Гидрометеониздат, 1946.
4. М. И. Львович, Опыт классификации рек СССР, Тр. ГГИ, вып. 6, 1938.
5. Справочник по водным ресурсам СССР, т. XV и XVI, 1936.
6. Н. М. Алешинская, Вертикальная зональность в распределении стока на территории Алтая. Вопросы гидрологии. Уч. записки ЛГУ, № 199, сер. географ. наук, вып. 10, 1955.
7. А. Н. Афанасьев, Средний сток бассейна оз. Байкал. Фонды ИУГМС, Иркутск, 1956.
8. П. С. Кузин, Многолетние колебания водоносности рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 38 (92), 1953.
9. В. М. Лыло, Водные ресурсы Иркутской области и западных районов Б.-М. АССР. Фонды ИУГМС, Иркутск, 1954.
10. С. Г. Чемоданов, Средний сток Западной Сибири и его распределение в году. Тр. ТЭИ ЗСФАН СССР, вып. III, Новосибирск, 1952.
11. М. Д. Семенов-Тянь-Шанский, Опыт гидрологического районирования Азиатской части СССР на основе построения климатических зон. Изв. ГГИ, № 57—58, 1933.
12. В. А. Троицкий, Гидрологическое районирование СССР. Тр. Комиссии по естеств. историч. районированию СССР, т. II, вып. I, изд. АН СССР, 1948.
13. П. С. Кузин, Режим рек южных районов Западной Сибири, Северного и Центрального Казахстана. Гидрометеониздат, 1953.
14. А. В. Огиевский, Гидрология суши. М., 1936.
15. В. М. Родевич, К вопросу классификации рек. Изв. ГГИ, № 35, 1931.
16. Т. Н. Качукова, Колебания годового стока рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 50 (104), 1955.
17. П. П. Алисов, Климат СССР. Изд. МГУ, 1956.
18. Б. Д. Зайков, Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа. Тр. НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 40, Гидрометеониздат, 1946.
19. В. Л. Шульц, Средний сток Средней Азии. Метеорология и гидрология в Узбекистане. Изд. АН Уз. ССР, 1955.

Б. П. КОЛЕСНИКОВ

СОСТОЯНИЕ СОВЕТСКОЙ ЛЕСНОЙ ТИПОЛОГИИ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ТИПОВ ЛЕСА*

Лесная типология, обоснованная в трудах Г. Ф. Морозова [1—5], как особая научная дисциплина (учение о типах насаждений) и один из важнейших разделов лесоведения, пройдя через более чем полувековой период горячих и временами острых дискуссий, в настоящее время получила полное признание среди лесоводов и применение в практике лесного хозяйства Советского Союза и многих зарубежных стран. Все основные мероприятия лесного хозяйства, связанные с учетом, охраной, организацией использования, воспроизводством, повышением продуктивности и реконструкцией лесных ресурсов нашей страны, а также с созданием лесных насаждений агролесомелиоративного значения, в большей или меньшей степени опираются на теоретические положения лесной типологии. В ряде же случаев отдельные лесохозяйственные мероприятия проектируются и частично осуществляются с учетом типов леса, установленных и охарактеризованных типологическими методами. Отошли в прошлое огульное отрицание ценности понятия о типе леса для лесного хозяйства и сомнения в производственной значимости лесной типологии. От дискуссий по этим вопросам лесоводы перешли к обсуждению принципов и способов организации и ведения лесного хозяйства по типам леса (В. И. Переход [6, 7], Г. П. Мотовилов [8] и др.), а в некоторых, более изученных районах, к разработке комплекса лесохозяйственных мероприятий для отдельных типов леса.

Тем не менее лесной типологией до сих пор не решены многие назревшие вопросы и важные проблемы, например, классификационная, отдельные теоретические положения ее остаются спорными или неясными, а работники лесохозяйственного производства давно выражают неудовлетворенность той помощью, которую они получают от лесотипологов. В частности, в редакционной статье журнала «Лесное хозяйство», подведшей итог дискуссии 1955 г. о «новой» классификации типов леса В. Г. Нестерова, отмечено, что «...до сих пор не создана классификация типов леса, которая бы полностью удовлетворяла запросы практических работников лесного хозяйства» и что «...ученым и производственникам предстоит еще много поработать для упрощения и в то же время уточнения лесотипологической классификации. Неотложная задача лесной типологии — выработать также** предложения по ведению хозяйства с учетом типов леса» [9].

Происходящие в соответствии с историческими решениями XX съезда

* По материалам доклада на 2-й научной конференции по рационализации лесного хозяйства Сибири при Сибирском отделении Академии наук СССР в г. Новосибирске 13 сентября 1957 г.

** В тексте статьи в этом месте, по-видимому, допущена опечатка: вместо «также» стоит слово «также».

Коммунистической партии Советского Союза энергичное промышленное освоение огромных лесных ресурсов восточных районов страны и связанное с ним интенсивное развитие лесного хозяйства будут проводиться и подкрепляться разнообразными и обширными работами по изучению лесов Урала, Сибири и Дальнего Востока на типологической основе. Требования к лесной типологии со стороны лесохозяйственного производства и других отраслей лесной науки повышаются и будут расти; отвечая на них, лесотипологам необходимо выполнять большую творческую работу по развитию теории и практики лесотипологических исследований. В связи с этим целесообразно обсудить некоторые вопросы современного состояния советской лесной типологии и попытаться наметить ее основные задачи, имея в виду прежде всего условия Сибири и Дальнего Востока. Главное внимание следует уделить классификационной проблеме, как наиболее важной из проблем лесной типологии для лесного хозяйства на востоке Союза.

Послеморозовский период в истории отечественной лесной типологии заполнен периодически возникавшими дискуссиями, в процессе которых совершенствовались, уточнялись и развивались ее теоретические основы. Постепенно в ней оформилось также два направления: так называемые лесоводственное (экологическое), нашедшее наиболее полное выражение в работах украинских лесоводов, особенно Е. В. Алексева, П. С. Погребняка и Д. В. Воробьева, и фитоценологическое (биогеоценологическое), развитое акад. В. Н. Сукачевым и его школой.

Поворотной вехой в развитии советской лесной типологии явилось авторитетное по составу участников совещание, состоявшееся в 1950 г. в Москве при Отделении биологических наук АН СССР, на котором были обсуждены теоретические позиции направлений и подведены итоги затяжной дискуссии между ними. Как известно, совещание констатировало общность методологической базы обоих направлений и отсутствие между ними «таких резких принципиальных расхождений, которые исключали бы возможность объединения этих направлений на базе мичуринской биологии». Начало объединению на совещании было положено путем принятия согласованных и уточненных определений основных понятий лесной типологии — «типа леса» и «типа лесорастительных условий» и выработкой программы первоочередных исследований, предусматривающих составление капитального коллективного труда «Лесная типология СССР», соответствующих методик, руководств и инструкций [10].

Решения совещания с большим удовлетворением были приняты широкими кругами лесоводов Союза, поскольку они положили конец спорам, в ряде случаев отвлеченным и бесплодным, отвлекавшим внимание лесотипологов от творческой работы. После совещания заметно улучшилось использование материалов лесной типологии в различных отраслях лесного хозяйства. Активизировались разработка местных классификаций типов леса и применение их во многих районах Союза при лесоустройстве; в опытно-поисковом порядке стали впервые составляться на устраиваемых территориях особые планы типов леса, имеющие большую потенциальную научную и производственную ценность. Решения совещания, кроме того, позволили советским лесотипологам согласованно выйти на международную научную арену и показать зарубежным лесоводам преимущества и научные достоинства советских идей в лесоведении и лесоводстве [11]. На IV Мировом лесном конгрессе в Индии в

1954 г. принципы советской лесной типологии получили полное одобрение широкой мировой научной общественности, и конгресс просил советскую делегацию возможно скорее составить программу и предложить методы проведения международных исследований по классификации типов леса [12].

Тем не менее ожидавшееся объединение направлений по существу и планомерная согласованная работа советских лесотипологов по выполнению решений совещания на общих теоретических позициях фактически пока не сложились. Работа над «Лесной типологией СССР» почти не ведется, и даже не обсуждалась программа такой монографии, соответствующие методики и руководства еще не опубликованы, причем к их разработке не был привлечен «весь коллектив советских лесотипологов», как рекомендовало совещание. Прошедшая в 1953 г. в г. Риге межреспубликанская сессия Института лесохозяйственных проблем Академии наук Латвийской ССР, посвященная вопросам применения лесной типологии в лесном хозяйстве, имела региональный характер и, по существу, ограничилась апробацией классификации А. И. Звиедриса [13] для районов Прибалтики и некоторыми общими рекомендациями по составлению других местных классификаций и по использованию их в лесном хозяйстве [14]. В то же время сессия ясно показала, что многие группы советских лесотипологов остались не удовлетворенными решениями совещания 1950 г. Они либо молчаливо игнорируют их, либо критикуют, самостоятельно изыскивая свои пути в разработке теории и практики лесной типологии.

Украинские лесотипологи (Д. В. Воробьев [15], П. С. Погребняк [16], А. Л. Бельгард [17] и др.) без существенных изменений развивают традиционные представления украинской школы лесоводственного направления. В. Г. Нестеров [18—21], справедливо указав, что объединение лесоводственного и фитоценологического направлений на совещании 1950 г. имело характер «механического сочетания», сделал попытку преодолеть этот недостаток и построить «комплексную» классификацию типов леса в виде «лесоводственной пород лесной и лесостепной зон, получившей также название «новой». Дискуссия, организованная журналом «Лесное хозяйство» в 1955 г. по поводу предложений В. Г. Нестерова, и затем повторное обсуждение их в 1957 г. на широкой дискуссии при Московском лесотехническом институте [22] показали, что в этой классификации, по существу, нет элементов действительной новизны и она не имеет принципиальных преимуществ в сравнении с другими классификациями и рекомендациями совещания 1950 г. Но также выяснилось, что классификация В. Г. Нестерова нашла применение в лесоустройстве и положительно оценивается многими лесоводами-практиками центральных областей Европейской части Союза. Одновременно с В. Г. Нестеровым с изложением основ тоже «нового» учения об участке леса выступил В. П. Разумов [23, 24]. Его взгляды не получили оценки широкой научной общественности, очевидно, потому, что между позициями его и В. Г. Нестерова нет принципиальной разницы, а есть лишь несущественные различия в терминологии и степени разработанности предложений.

В свою очередь дальневосточные лесотипологи (Б. П. Колесников [25—28] и др.), в связи с попыткой построения единой классификации типов леса для сложных многопородных лесов южной части Дальнего Востока, показали непригодность для этой цели рекомендаций совещания 1950 г. Развивая малоизвестные лесотипологические идеи Б. А. Ивашкевича [29—33], пионера изучения лесов Дальнего Востока, они предло-

жили оригинальное решение классификационной проблемы на генетической основе. Характеристике основных положений этого решения будет посвящена следующая статья.

Рекомендации совещания 1950 г. наиболее последовательно используются лесотипологами, преимущественно группирующимися около Института леса АН СССР и опирающимися на идеи лесной биогеоценологии, развиваемые акад. В. Н. Сукачевым. Ими за прошедшие годы энергично накапливались новые материалы по типологии лесов различных районов СССР, как малоизученных, так и давно освоенных (степь и лесостепь), и детально изучались в стационарных условиях с применением количественных методов оценки взаимосвязи и взаимодействия между средой и растительностью и между компонентами растительности в различных типах леса и в разных районах Европейской части СССР и Восточной Сибири. Из работ лесотипологов этой группы, посвященных классификационной проблеме, выделяется монография Г. П. Мотовилова [8], систематизирующая материалы применения лесной типологии при лесоустройстве. Интересны высказывания автора о необходимости соотносить детальность классификационных схем и описаний типов леса с производственно-экономическими условиями лесного хозяйства районов, где будут применяться схемы об объеме типа леса, о его соотношениях с возрастными и восстановительными сменами, а также ряд других.

Таким образом, через семь лет после совещания 1950 г. вместо «упрощения и уточнения» принципов типологической классификации лесов, к чему призывает лесохозяйственное производство, происходит их дальнейшее усложнение, и возникают попытки создания «новых учений», претендующих на исправление «недостатков» учения о лесе Г. Ф. Морозова и противопоставляемых взглядам ранее сложившихся направлений и решениям совещания 1950 г. Можно утверждать, что по многим вопросам расхождения между лесотипологами не сгладились, а даже несколько расширились, и в советской лесной типологии по-прежнему сохраняются два упоминавшиеся направления, достигшие лишь частичного соглашения по отдельным спорным вопросам. На фоне этих основных направлений существует несколько подчиненных научных школ, решающих классификационную проблему каждая с большими или меньшими отличиями от другой.

Для иллюстрации напоминаю, например, что многие лесотипологи, преимущественно примыкающие к лесоводственному направлению, рассматривают тип леса как единицу крупную по объему и комплексную, т. е. состоящую из более мелких элементарных единиц (типы насаждений, типы древостоев), и, кроме того, подчиненную по отношению к типу лесорастительных условий. В противоположность им «фитоценологи» (биогеоценологи) тип леса считают единицей основной, малой по объему и далее не делимой, т. е. низшей и элементарной*. Соответственно, при диагностике и в номенклатуре типов леса «лесоводы» на перед-

* После совещания 1950 г. в статьях и выступлениях ряда видных лесотипологов, принадлежащих к фитоценологическому направлению, отчетливо наметился отход от такого узкого понимания объема типа леса. Достаточно четко это отражено «программи» (Н. В. Дылис, В. Н. Сукачев и В. Л. Леонтьев [34]), отметившей существование значительных отличий в составе всех ярусов у «разновозрастных стадий одного и того же типа леса» и необходимость, в связи с этим, относить такие стадии в ряде случаев «к различным лесным ассоциациям». Впрочем, и раньше в работах лесотипологов этой группы встречались замечания об изменчивости облика типа леса в зависимости от возрастной стадии развития его древостоя, например, в ранних работах В. Н. Су-

ний план выдвигают среду, характеризующую чаще всего относительными показателями влажности и плодородия почв, а «фитоценологи» главное внимание уделяют растительному покрову, стремясь обеспечить для объединенных в тип леса участков их высокую степень однородности по морфологическим признакам древостоя и нижних ярусов (состав и строение). Первые рекомендуют проектировать лесохозяйственные мероприятия непосредственно для каждого типа леса, как единицы достаточно крупной и объемной; вторые же для такой цели пользуются одной из следующих по рангу вспомогательных единиц, например, «группой типов леса» или создают особые «хозяйственные группы» неопределенного и изменчивого объема и таксономического значения.

Наметились различные подходы и к решению таких важных, но пока еще слабо разработанных и почти не подвергавшихся обсуждению вопросов лесной типологии, как система классификационных единиц (низших, высших и вспомогательных); взаимоотношение между типом леса и типом лесорастительных условий, как основными классификационными единицами; соотношение между «единой» (общесоюзной) и «местными» (региональными) классификациями типов леса; географические закономерности изменения типов леса в пространстве; отношение типа леса и типа лесорастительных условий к явлениям разнообразных смен древесных пород, т. е. изменчивость типа леса во времени и т. д.

Уместно поставить вопрос, почему советские лесотипологи, имеющие общую методологическую базу — диалектический материализм и основные положения мичуринской биологии — и признавшие необходимость и принципиальную возможность объединенной, согласованной работы, тем не менее на протяжении ряда лет не могут найти удовлетворительного решения классификационной проблемы и договориться по всему комплексу спорных и неясных вопросов, служащих источником разногласий.

Хотя до совещания 1950 г. предметом острой полемики были многие и различные вопросы лесной типологии, в том числе особенно номенклатурного, терминологического и методического характера (например, о названиях типов леса, о способах их диагностики, о преимуществах «креста» В. Н. Сукачева или «сетки» П. С. Погребняка для взаимного сопоставления и сравнения типов леса и т. п.), по существу, в центре дискуссии стоял один основной методологический вопрос: о природе леса и о характере взаимоотношений лесобразующих факторов, в понимании Г. Ф. Морозова, т. е. среды и древесных растений, о роли каждого из них в процессах жизни и развития леса.

Методологическая сущность дискуссии вполне определилась к концу тридцатых годов, когда одновременно выявились некоторые существенные недостатки теории фитоценологии, на базе которой В. Н. Сукачевым и его школой развивались вопросы лесной типологии. Для преодоления этих недостатков тогда же В. Н. Сукачев на примере лесной растительности приступил к разработке учения о биогеоценозах или биогеоценологии (В. Н. Сукачев [36—39] и др.), используя в качестве одной из теоретических основ учение Г. Ф. Морозова о лесе. Это обстоятельство значительно сблизило позиции фитоценологического и лесоводственного направлений в лесной типологии и предопределило позднее успешное завершение долголетней полемики между ними, поскольку большинством участников московского совещания в 1950 г. разделялось материалистическое положение о лесе как единстве неживой (абиотическая среда) и живой (древесные растения и связанные с ними другие растительные и животные организмы) форм материй.

Но, утвердив это положение, к слову сказать, традиционное для передового отечественного лесоводства, совещание оставило открытым тесно связанный с ним вопрос о характере взаимоотношений между лесной средой и растительностью в процессах жизни и развития леса.

Как известно, Г. Ф. Морозов на этот вопрос дал вполне определенный ответ, не раз высказывая мнение, что в конечном счете среда определяет все свойства и качества леса и ей принадлежит ведущая роль во всех процессах его жизни и развития. Преемственно таких же взглядов придерживаются лесотипологи лесоводственного направления, тогда как фитоценологи, а затем биогеоценологи, воздерживаясь от категорического ответа, ставили и продолжают ставить под сомнение универсальность ведущей роли среды в лесу, имея в виду наблюдаемые в природе примеры изменения ее под влиянием жизнедеятельности лесного растительного покрова.

Именно из различий в подходе к решению вопроса о взаимоотношениях среды и растительности и из различной оценки их взаимной роли в жизни леса вытекают все остальные, менее значимые и частные расхождения и оттенки мнений во взглядах лесотипологов на классификационную проблему. Названный вопрос имеет методологическое значение и является для лесной типологии в настоящее время основным; от характера ответа на него зависит решение всех остальных.

Несмотря на простоту и очевидность конечного ответа на этот вопрос, данного еще Г. Ф. Морозовым, достижение по нему полного взаимопонимания между исследователями представляет определенные трудности. Для прогресса лесной типологии требуется не столько декларативное признание формулы, что «в конечном счете среда определяет все свойства и качества леса» или аналогичной ей, сколько объяснение механизма взаимоотношений и взаимодействий между средой и растительностью в лесу, взятых к тому же в их динамике и с учетом географического фактора. Для такого объяснения необходимо предварительное обобщение, с учетом выводов смежных с лесоведением научных дисциплин, большой суммы разнообразных фактов, которые хотя в основном уже накоплены и имеются, но еще не подверглись сколько-нибудь полной систематизации с позиций лесной типологии. Пока такие обобщения не будут сделаны, а вслед за тем у лесотипологов не сложится взаимопонимание по названному основному и исходному вопросу лесной типологии, многообразие подходов к решению классификационной проблемы, по-видимому, следует признать явлением неизбежным и закономерным.

Одновременное существование в современной лесной типологии многих различных по характеру классификационных схем поддерживается сверх того тем, что при их построении слабо используются уже познанные закономерности зонально-географического распространения лесов и незначительно учитываются их динамика, происхождение и закономерности развития. По существу, лесная типология (учение о типах насаждений) и учение о сменах пород развиваются пока как два вполне самостоятельных раздела лесоведения, органически между собой не связанные, а учение о географии леса, исходные положения которого были намечены Г. Ф. Морозовым [3], все еще находится в зачаточном состоянии и даже не оформлено как неотъемлемая часть лесоведения. В лучшем случае оно рассматривается как одна из второстепенных, подчиненных глав лесной типологии (В. Н. Сукачев [40], В. Г. Нестеров, [18]).

Не случайно в резолюции совещания 1950 г. нет упоминания о зависимости свойств леса от зонально-географических явлений, а принцип

изменяемости леса во времени в определении понятия «тип леса» отражен лишь указанием на необходимость добиваться у объединяемых участков леса однородности «по восстановительным процессам и по направлению смен в них», притом поставленным на одном из последних мест в перечне признаков типа леса [10]. На практике это требование в классификационных схемах осуществляется всего только путем отделения коренных (основных) типов от производных (временных) и реже в виде более или менее обоснованных замечаний и предположений о генетических связях между выделенными типами леса и о возможных переходах одного в другой в процессе смен различного рода. Отмеченная многими исследователями резкая изменчивость морфологических признаков и лесоводственных свойств лесных насаждений в процессе возрастного развития древостоев, а также в процессе восстановительных смен, явно недооценивается почти во всех разновидностях лесотипологических классификаций независимо от теоретических взглядов их авторов. Как правило, описываемые типы леса характеризуются признаками и свойствами, присущими их наиболее ценным, спелым и перестойным насаждениям, тогда как особенности начальных стадий развития (молодняки — приспевающие насаждения) и стадии распада древостоя при диагностике типов леса не учитываются. К тому же имеющиеся классификации сосредоточивают основное внимание на коренных (основных) типах леса, а короткопроизводные и большинство длительно-производных в лучшем случае описываются по сокращенной программе; чаще они вообще оставляются вне классификации.

Генетический принцип, основной для почвоведения и некоторых других близких лесоведению наук, лесной типологией и используется неполно, и все современные широко распространенные классификации типов леса являются классификациями естественными. Эта особенность современного этапа развития лесной типологии отмечалась неоднократно, в частности В. Н. Сукачевым [41] в докладе на совещании 1950 г.

Как известно, при построении естественных классификаций, в отличие от искусственных, учитывается совокупность многих признаков, позволяющая говорить о большем или меньшем сходстве классифицируемых объектов между собой. Комбинации признаков, используемых для диагноза классифицируемого объекта, по существу, возможны любые, лишь бы они не были слишком громоздкими и обеспечивали достаточно стройную схему, пригодную для решения конкретных задач, обычно немногочисленных и сравнительно элементарных, возникновение которых порождает потребность в классификации (ориентировка в разнообразии лесов на изучаемой и осваиваемой хозяйством территории, объединение лесных насаждений в группы для выполнения какого-либо одного или немногих хозяйственных мероприятий и т. п.). Выявление генетических связей между классифицируемыми объектами и применение с целью прогноза их будущего состояния как основные задачи перед естественными классификациями не возникают, и на решение их они специально не рассчитаны.

В связи с этим, диагностические признаки, используемые при построении естественной классификации типов леса, выбираются не из числа ведущих, определяющих особенности остальных подчиненных признаков и направление развития лесных насаждений, а из числа наиболее легко поддающихся учету и последующему обобщению. Такие признаки обычно относятся к категории внешних, морфолого-физиономических; к тому же они берутся исследователями в статичном состоянии к моменту их наблюдения, а не оцениваются в динамике.

Считается затем, что чем на большем числе лесоводственно важных признаков будет построена такая классификация леса, тем она будет более естественной и тем в большей степени будет удовлетворять запросы практики лесного хозяйства (В. Н. Сукачев [41], Г. П. Мотовилов [8]). В частности, это положение нашло отражение в формулировке понятия «тип леса», принятой совещанием 1950 г., требующей от объединенных участков леса однородности по составу пород, нижним ярусам, фауне, по комплексу лесорастительных условий, т. е. по очень широкой комбинации разнородных по значению, преимущественно морфолого-физиономических признаков.

Но чем больше морфологических признаков принято исследователем во внимание, тем труднее их взаимное сопоставление у классифицируемых объектов, тем сильнее дают себя знать порочные кольцевые зависимости, тем сложнее задача их преодоления и построения простой и стройной классификации, пригодной для производственного использования на достаточно обширных территориях с разнородными природными и экономическими условиями. Для обширных пространств Советского Союза эта задача лесной типологии не решена до сих пор, и все естественные лесотипологические классификации являются, по существу, классификациями местными (региональными), более или менее удовлетворяющими несложные текущие запросы лесного хозяйства на ограниченных территориях, относительно однородных по лесорастительным условиям и по направлению использования лесных ресурсов. Даже общие принципы построения таких классификаций имеют определенные региональные границы, за пределами которых они могут быть использованы лишь частично и то с натяжками.

Не случайно во время прошедших дискуссий сторонники и противники использования в практике лесного хозяйства принципов и методов классификаций В. Н. Сукачева и П. С. Погребняка достаточно четко распределялись по региональному признаку. Большинство лесоводов водохозяйственно-защитной зоны степи и лесостепи Европейской части СССР в основном высказывалось за классификацию П. С. Погребняка, лесоводы лесопромышленной зоны равнинно-таежных пространств Европейского Севера и Сибири — за классификацию В. Н. Сукачева, а лесоводы горных районов стояли в стороне от дискуссии (включая дискуссию 1955 г.) и искали своих путей решения классификационной проблемы, временно и с оговорками используя принципы В. Н. Сукачева, как более отвечающие особенностям экономики их неразвитого лесного хозяйства.

Считаясь с возможностями естественных классификаций, характерных для определенного исторического этапа познания природы леса, целесообразно требовать от них большего, чем они могут дать. Следует признать, что любая естественная классификация типов леса хороша и имеет право на существование и производственное применение, если выбранная и положенная исследователем в ее основу комбинация классификационных признаков обеспечивает достижение тех конкретных, немногочисленных и простых целей, которые перед классификацией ставятся. Но одновременно лишены основания претензии любой из таких классификаций на всеобщую и повсеместную применимость и на решение с помощью ее всех вопросов, которые выдвигаются лесным хозяйством во всех лесохозяйственных районах Союза. Дискуссии должны идти не о преимущественном применении одной из них, при всех условиях и во всех районах, о чем обычно как раз велись и ведутся споры, а о пригодности каждой в отдельности для использования лесным хозяйством в конкретных целях в определенных лесохозяйственных районах.

Отсюда следует, что важной задачей, обеспечивающей более полноценное использование естественных классификаций, является быстрая разработка детального и единого по принципам лесорастительного районирования для всей территории Советского Союза. Наличие такого районирования позволило бы договориться о дифференциации классификационных признаков при построении местных классификаций типов леса с учетом специфики природно-экономических условий районов их использования, объективно определить географические границы применения каждой из имеющихся классификаций и указать районы, для лесов которых необходимы уточнение имеющихся или дополнительная разработка новых оригинальных классификационных схем. К тому же разработка лесорастительного районирования для всей территории Союза значительно продвинула бы составление упоминавшейся коллективной сводки «Лесная типология СССР», что, в свою очередь, несомненно, сблизило бы точки зрения лесотипологов по многим спорным вопросам и прежде всего об объеме понятия «тип леса», о соотношении между типом леса и типом лесорастительных условий, о системе классификационных единиц лесной типологии, а в конечном счете, о взаимоотношениях и взаимодействиях между лесной средой и лесной растительностью.

Поскольку теоретические основы лесорастительного районирования в лесоведении разработаны слабо, уместно эту проблему считать первоочередной для специального обсуждения на широком и авторитетном научном совещании ближайшего времени. Необходимый фактический материал для такого обсуждения накоплен в большом количестве, имеются и некоторые предварительные обобщения регионального характера, в том числе по Западной Сибири (Г. В. Крылов [42]), Дальнему Востоку (Б. П. Колесников [26]), Украине*.

Таким образом, закономерен вывод, что преодоление существующих расхождений в точках зрения советских лесотипологов, в частности по классификационной проблеме, потребует некоторого, вероятно продолжительного, времени, когда равноправно будут существовать и использоваться лесным хозяйством в разных районах Союза многие естественные классификационные схемы. В течение этого времени лесотипологи должны объективно и глубоко обсудить проблемы своей науки на специальных хорошо подготовленных совещаниях. Подготовку и проведение их, очевидно, должны взять на себя Институт леса АН СССР и Отделение лесоводства и агролесомелиорации ВАСХНИЛ, а также такая крупная научная ассоциация, как Сибирское отделение АН СССР.

Наряду с этим вполне назрела необходимость приступить к разработке, первоначально также по отдельным районам и для отдельных лесных формаций, генетических классификаций типов леса, как следующей, более высокой ступени познания законов жизни и развития леса по сравнению с классификациями естественными.

Под генетической классификацией типов леса понимается такая классификация, в основу которой положены закономерности процессов возникнове-

* Первоочередность широкого обсуждения вопросов лесорастительного районирования определяется еще и тем, что от их правильного решения во многом зависит успех разработки лесохозяйственного районирования СССР, необходимость в котором остро ощущается нашим лесным хозяйством. Наконец, одновременно продвинулось бы вперед обобщение материалов по географическим закономерностям размещения лесов на территории СССР и, как следствие, оформление в лесоведении особого «учения о географии лесов».

ния и развития леса и которая охватывает все стадии развития лесных насаждений и может служить целям прогноза их будущего состояния.

Создание генетической классификации подобного рода как перспективная задача выдвигалась перед лесной типологией давно, еще П. П. Серебренниковым (1913 г. [43]), Е. В. Алексеевым (1915 г. [44]) и другими лесотипологами морозовского периода. Позднее этот вопрос привлекал внимание многих исследователей обоих лесотипологических направлений, особенно В. Н. Сукачева [35, 37, 38], высказавших отдельные мысли и соображения о возможных принципах построения генетической классификации. Однако только Б. А. Ивашкевич, последовательно работавший в лесах Дальнего Востока над такой классификацией их [29—33], предложил в 1933 г. ее первый набросок и соответствующую систему классификационных единиц. Интересные соображения применительно к дальневосточным лесам тогда же высказал В. Р. Вильямс [45].

Свои взгляды Б. А. Ивашкевич изложил весьма эскизно в работе, написанной по другому поводу и на примере малоизвестных лесов, почему его предложения остались не понятыми и не замеченными подавляющим большинством лесотипологов того времени. К тому же в начале тридцатых годов, когда только заканчивалось оформление классификаций естественных, разработка генетической классификации не являлась актуальной задачей для лесной типологии. Лишь на Дальнем Востоке учениками Б. А. Ивашкевича продолжалась дальнейшая разработка его идей.

В результате, к настоящему времени с достаточной определенностью наметились основные принципы построения генетической классификации типов леса, проверенные на опыте создания ее первых вариантов для наиболее сложных лесов южной половины Дальнего Востока — кедрово-широколиственных (Б. П. Колесников [25, 27]), чернопихтovo-широколиственных (Н. Г. Васильев [46]) и отчасти пихтovo-еловых Южного Сихотэ-Алиня (В. А. Розенберг [47]), нашедших применение при лесоустройстве [48].

Впрочем, интерес к вопросам динамики развития лесов, к закономерностям этого развития, в связи с классификационной проблемой и независимо от нее, характерен теперь не только для дальневосточных лесоводов, имеющих дело с весьма динамическими многопородными лесами (сходными по этому признаку с субтропическими и даже некоторыми тропическими лесами). В последнее время соображения о закономерностях возрастной и восстановительной динамики, близкие к мыслям, высказанным Б. А. Ивашкевичем и легшим в основу его классификационных предложений, стали довольно часто появляться в советской лесоводственной литературе, посвященной более просто организованным лесам Европейской части СССР. Изредка они появлялись и раньше. Можно к примеру выборочно назвать работы П. В. Воропанова [49], А. К. Денисова [50], В. В. Попова [51, 52], А. И. Квицинского [53], Г. П. Мотовилова [8], Е. П. Смолоногова [54]. Близкие вопросы, по-видимому, волнуют и зарубежных лесоводов, на что указывают, например, работы Е. Дриса [55], И. Века [56] и др.*

Надо полагать, развитие лесной типологии, которая в современном ее состоянии не дает возможности полностью научно освоить и исполь-

* Показательно, что и у геоботаников проблема генетической классификации растительности выдвинулась на передний план и, например явилась предметом деятельного обсуждения со стороны участников второго делегатского съезда Всесоюзного ботанического общества в мае 1957 г. [57].

зовать огромное количество накопленных ею факторов по динамике лесов, настоятельно выдвигает на очередь разработку принципов генетической классификации, способной уложить эти факты в стройную систему. Принципы, используемые при построении естественных классификаций, для этой цели оказываются уже недостаточными.

Вполне очевидна актуальность разработки проблемы генетической классификации типов леса и для интенсифицирующегося лесного хозяйства Союза, что вытекает из следующих двух особенностей его развития на современном этапе:

а) решение задачи повышения продуктивности лесов, поставленной перед лесным хозяйством Союза XX съездом КПСС, требует глубокого знания законов жизни и развития леса. Лесохозяйственные воздействия на одном этапе развития леса, при решении этой задачи, должны сопровождаться некоторым, заранее планируемым эффектом на следующих, отдаленных от исходного на ряд десятилетий. Лесное хозяйство должно располагать методами и способами уверенного прогнозирования такого эффекта;

б) энергичное индустриальное строительство и освоение лесных ресурсов на всей территории Советского Союза вызывает обоснованную тревогу за будущее наших лесных богатств. Намечились тенденции к их истощению, а в отдельных районах лесопокрытая площадь сократилась до предельного минимума. Работники лесного производства вынуждены теперь беспокоиться не только об удовлетворении лесными продуктами потребностей современного поколения советских людей, но задумываться о возможностях удовлетворения ими нужд будущих поколений. Для правильной оценки таких возможностей в свою очередь необходимы надежные методы и способы лесоводственного предвидения.

В обоих случаях генетическая классификация типов леса по своему содержанию и целенаправленности призвана содействовать успеху прогнозов и способна облегчить лесному хозяйству решение упомянутых задач.

Резюмируя сказанное, общие очередные задачи советской лесной типологии можно свести к следующему:

1. Быстрейшее осуществление единого лесорастительного районирования СССР как основы для более полноценного использования лесным хозяйством естественных классификаций типов леса и планомерного охвата ими всей лесной площади Советского Союза.

2. Составление в течение ближайших 5 лет силами всех творчески активных советских лесотипологов, независимо от принадлежности их к тем или иным направлениям и школам, «Лесной типологии СССР» как сводки современных знаний о типах леса Союза.

Характерно также, что решение ее В. Н. Сукачев считает необходимым начать с пересмотра содержания понятия об основной единице фитоценологии (геоботаники) — «ассоциации» в направлении расширения объема, поскольку выявилась непригодность принятого ныне ее понимания для классификации комплексных и динамичных многопородных лесов тропических районов Южного Китая. Весьма убедительно эта рекомендация В. Н. Сукачева, высказанная в его выступлении на съезде, иллюстрируется материалами А. Г. Долуханова [58] по не менее динамичным горным лесам Кавказа. Этот автор, в свою очередь, призвал к пересмотру общепринятого объема понятия «тип леса» и его соотношений с типом лесного биогеоценоза.

Привлекли внимание геоботаников и специальные вопросы возрастной динамики лесов, обстоятельно рассмотренные, например, в работе А. А. Корчагина [59] по северотаяжным ельникам Тимана.

3. Планомерное и всестороннее внедрение в лесную типологию генетического принципа путем составления генетических классификаций типов леса для отдельных, лучше изученных лесорастительных районов и лесных формаций.

Нужно иметь в виду, что последняя задача неизбежно должна сопровождаться уточнением, совершенствованием и творческим развитием теоретических положений лесоведения и лесной типологии и пополнением их новыми понятиями и представлениями. Предложения, которые уже сейчас могут быть высказаны в этом направлении, будут изложены в отдельной статье вместе с конкретизацией перечисленных выше общих задач лесной типологии применительно к лесам восточных районов Союза.

Уральский филиал
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
30/X 1957

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. Ф. Морозов, Лесокультурные заметки, II—III, К вопросу о типах насаждений. Лесопромышленный вестник, № 21, 22 (1903), 3 и 5 (1904).
2. Г. Ф. Морозов, Учение о лесе, Вып. 1, Введение в биологию леса. СПб, 1912.
3. Г. Ф. Морозов, Лес как явление географическое. Введение к Материалам по изучению русского леса, вып. 1 (прилож. к Лесн. журн.), СПб, 1914.
4. Г. Ф. Морозов, Учение о лесе. Изд. 4-е. Госиздат, М.—Л., 1928.
5. Г. Ф. Морозов, Учение о типах насаждений. Сельхозгиз, М.—Л., 1930.
6. В. И. Переход, Типы леса и типы лесных хозяйств. Лесное хозяйство, № 10, 1953.
7. В. И. Переход, К вопросу о применении типологии в лесном хозяйстве. Тр. Ин-та лесохоз. проблем АН Латв. ССР, IX, Рига, 1955.
8. Г. П. Мотовилов, Лесоводственные основы организации лесного хозяйства СССР, АН СССР, М., 1955.
9. К дискуссии о лесной типологии. Лесное хозяйство, № 11, 1955.
10. Труды совещания по лесной типологии 3—5 февраля 1950 г. АН СССР, М., 1951.
11. Вопросы лесоведения и лесоводства. Сб. АН СССР, М., 1954.
12. В. Н. Сукачев, IV Мировой лесной конгресс в Индии и участие в нем советских ученых. Сообщения Ин-та леса АН СССР, 7, 1957.
13. А. И. Звиедрис, Типологическая классификация лесов Латвийской ССР. Тр. Ин-та лесохоз. проблем Латв. ССР, IX, Рига, 1955.
14. Вопросы применения лесной типологии в лесном хозяйстве. Тр. Ин-та лесохоз. проблем АН Латв. ССР, IX, Материалы научной сессии, Рига, 1955.
15. Д. В. Воробьев, Типы лесов Европейской части СССР, АН УССР, Киев, 1953.
16. П. С. Погребняк, Основы лесной типологии. Изд. 2-е, АН УССР, Киев, 1955.
17. А. Л. Бельгард, Руководящие принципы типологии естественных и искусственных лесов степной зоны УССР. Сб. Массивное лесоразведение и выращивание посадочного материала, АН УССР, Киев, 1952.
18. В. Г. Нестеров, Общее лесоводство, Изд. 2-е, Гослесбуиздат, М., 1954.
19. В. Г. Нестеров, К вопросу о построении классификации типов леса. Тр. Ин-та лесохоз. проблем АН Латв. ССР, IX, Рига, 1955.
20. В. Г. Нестеров, Учение о типах леса и их классификация. Лесное хозяйство, № 2, 1955.
21. В. Г. Нестеров, Некоторые вопросы современного учения о лесе и его применения в практике лесоводства. МЛТИ, М., 1957.
22. Н. А. Селецкая, Вопросы современного учения о лесе. (Дискуссия в Московском лесотехническом институте). Лесное хозяйство, № 7, 1957.
23. В. П. Разумов, Основы учения об участке леса. Тр. Брянского лесохоз. ин-та, V, Брянск, 1953.
24. В. П. Разумов, Пути разрешения классификационной проблемы в лесоводстве. Лесное хозяйство, № 7, 1955.
25. Б. П. Колесников, Кедровые леса Приморского края. Автореферат диссертации, Владивосток, 1951.

26. Б. П. Колесников, Лесорастительное районирование Дальнего Востока и проблема лесовосстановления и создания лесов защитного значения. Сб. Проблемы развития лесн. пром. и лесн. хоз. ДВ, АН СССР, М.—Л., 1955.
27. Б. П. Колесников, Кедровые леса Дальнего Востока. Тр., ДВФАН СССР, II (IV), Изд. АН СССР, М.—Л., 1956.
28. Б. П. Колесников, Конспект лесных формаций Приморья и Приамурья. Сб. Акад. В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения, АН СССР, М.—Л., 1956.
29. Б. А. Ивашкевич, Маньчжурский лес, Вып. 1. Описание Восточной лесной концессии КВЖД, Харбин, 1915.
30. Б. А. Ивашкевич, Очерк лесов Восточной Горной Маньчжурии. Изв. Лесн. ин-та, XXX, ч. II, 1916.
31. Б. А. Ивашкевич, Типы лесов Приморья и их экономическое значение. Производит. силы ДВ, III, Растительный мир, Хабаровск—Владивосток, 1927.
32. Б. А. Ивашкевич, Девственный лес, особенности его строения и развития. Лесн. хоз. и лесн. пром., № 10, 11, 12, 1929.
33. Б. А. Ивашкевич, Дальневосточные леса и их промышленное будущее. Хабаровск, 1933.
34. Н. В. Дылис, В. Н. Сукачев и В. Л. Леонтьев, Программа маршрутного и полустационарного геоботанического изучения лесной растительности. Сб. Краткое руководство для геоботанич. исслед. в связи с полезащитн. лесоразведением, АН СССР, М., 1952.
35. В. Н. Сукачев, Растительные сообщества. (Введение в фитоценологию). Изд. 4-е «Книга», Л.—М., 1928.
36. В. Н. Сукачев, Развитие растительности как элемента географической среды в соотношении с развитием общества. В кн. О географической среде в лесном производстве, ЛТА, Л., 1940.
37. В. Н. Сукачев, Идея развития в фитоценологии. Советская ботаника, № 1—2, 1942.
38. В. Н. Сукачев, О принципах генетической классификации в биоценологии. Журнал общей биологии, № 4, 1944.
39. В. Н. Сукачев, Основы теории биоценологии. Юбил. сб., посв. 30-летию Великой Октябрьской революции, ч. II, АН СССР, М., 1947.
40. В. Н. Сукачев, Дендрология с основами лесной геоботаники. Изд. 2-е, Гослестехиздат, Л., 1938.
41. В. Н. Сукачев, Основные принципы лесной типологии. Тр. совещания по лесной типологии, АН СССР, М., 1951.
42. Г. В. Крылов, Основные направления и задачи н.-и. работы по рационализации лесного хозяйства в Западной Сибири. Тр. по лесному хоз-ву, вып. 2, Новосибирск, 1955.
43. П. Н. Серебренников, О типах насаждений и их значении в северном лесном хозяйстве. Лесной журн. № 1—2, 1913.
44. Е. В. Алексеев, Типы насаждений и их отношение к бонитетам и хозяйственным классам при лесоустройстве. Лесной журнал № 1—2, 1915.
45. В. Р. Вильямс, Отчет по маршрутному почвенному обследованию Биробиджанского района. Отчет эксп. Комзет 1927 г., вып. II, М., 1930.
46. Н. Г. Васильев, Чернопихово-широколиственные леса Южного Приморья. Автореферат диссертации. ДВФАН СССР, Владивосток, 1956.
47. В. А. Розенберг, Пихтово-еловые леса Южного Сихотэ-Алиня. Автореферат диссертации, ДВФАН СССР, Владивосток, 1954.
48. Н. В. Ефимов (сост.), Справочник таксатора. Хабаровск, 1955.
49. П. В. Воропанов, Разновозрастные ельники. Сб. Леса Севера, прилож. к Изв. Казанского ЛТИ, № 1, Казань, 1931.
50. А. К. Денисов, К генезису пойменных дубняков южной тайги. ДАН СССР, нов. серия, XI, № 2, 1948.
51. В. В. Попов, Формирование широколиственных насаждений и рубки ухода. Тр. гос. заповедника «Тульские засеки», вып. IV, Тула, 1949.
52. В. В. Попов, Научные основы выращивания широколиственных насаждений в северной лесостепи. Автореферат диссертации, ин-т леса АН СССР, М., 1957.
53. А. И. Квицинский, О методах изучения типов леса для лесного хозяйства. Тр. Томского ун-та, т. 123, Томск, 1953.
54. Е. П. Смолоногов, Лесовосстановительные мероприятия в елово-пихтовых лесах запретной полосы р. Уфы. Сб. тр. по лесн. хоз., 3, Свердловск, 1956.
55. E. M. Drees, Enkele opmerkingen betreffende de classificatie van bossen naar hum ontstaanswijze. Tectona, 40(2), 1950 (no Forestry Abstracts, 13, 1, 163, 1951).
56. J. Weck, Entwicklungsstufen und Gefügetypen von Baumbeständen. Forstwissenschaftliches Centralblatt, Heft 3/4, Hamburg, 1956.
57. Делегатский съезд Всесоюзн. ботан. об-ва, Тезисы докладов, вып. IV, Секция флоры и растительности ВБО, Л., 1957.

58. А. Г. Долуханов, О некоторых узловых и дискуссионных вопросах типологии горных лесов. Ботан. журнал, 42, № 8, 1957.
59. А. А. Корчагин, Еловые леса Западного Прикамья в бассейне р. Мезенской Пижмы (их строение и возобновление). Сб. Очерки по раст. покрову СССР, вып. 2 (Уч. зап. ЛГУ, сер. геогр. наук, 11), ЛГУ, Л., 1956.

С. А. КОЛЯГО

УСЛОВИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ
И ЕДИНЫЙ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

(К основам палеопочвоведения)

Сообщение 1*

Данные современного генетического почвоведения не оставляют сомнения в том, что особенности почв и почвенного покрова той или иной территории являются результатом их сложного и своеобразного развития. Следовательно, успешное познание особенностей почв и почвенного покрова в интересах наиболее эффективного их использования зависит от того, насколько глубоко мы сумеем вскрыть генезис и развитие как отдельных почв, так и почвенного покрова в целом. Вопросы генезиса и развития почв и почвенного покрова составляют основу практического их использования. Вместе с тем они являются и главными теоретическими вопросами современного почвоведения.

Возникновение и развитие почв на той или иной территории происходило и происходит в процессе взаимодействия ряда известных природных факторов или условий, слагающих соответствующие элементарные ландшафты (Б. Б. Полынов) или биогеоценозы (В. Н. Сукачев). Поэтому правильное решение вопросов генезиса, развития и эффективного практического использования почв и почвенного покрова в большей степени зависит от познания условий почвообразования в их развитии.

На неразрывную генетическую связь между почвами и природными условиями ландшафта впервые обратил внимание В. В. Докучаев, создавший учение о факторах почвообразования и предложивший свой генетико-типологический метод. Последний позволил успешно изучать почвы и условия почвообразования в их единстве.

С тех пор прошло более полувека. За это время отечественными почвоведом, а также представителями смежных наук многое сделано в развитии докучаевских основ почвоведения. Тем не менее современное состояние учения об условиях почвообразования требует дальнейшего его развития в связи с развитием теории почвообразовательного процесса. Мы имеем в виду принципиальную оценку и изучение условий почвообразования в палеогеографическом аспекте, т. е. под углом зрения развития учения В. Р. Вильямса о едином почвообразовательном процессе. Этому вопросу и посвящается данная статья.

* * *

Условия почвообразования и почвообразовательный процесс неотделимы. Поэтому, прежде чем говорить об условиях почвообразования в

* Печатается в порядке обсуждения.— *Ред.*

палеогеографическом аспекте, необходимо, хотя бы в кратких чертах, остановиться на современном состоянии теории почвообразовательного процесса и высказать некоторые свои замечания.

Основоположником учения о почвообразовательном процессе, как и основоположником почвоведения, является В. В. Докучаев. Им было отчетливо показано, что почва образуется и развивается в результате взаимодействия двух групп процессов и явлений — минеральных, или физико-химических, источником которых являются вода, воздух и горные породы, и органических, или биохимических, обусловленных главным образом элементами биосферы. Развитие внутренних противоречивых физико-химических и биохимических процессов, протекающих в неразрывной связи с внешними условиями географической среды, и составляет основу представлений В. В. Докучаева о почвообразовательном процессе.

Высоко оценивая фактор времени, В. В. Докучаев дал пример изучения почвообразовательного процесса в палеогеографическом плане. Его классические в этом отношении работы [1, 2] не потеряли своего принципиального значения до сих пор. Несмотря на это, познание почвообразовательного процесса в широком палеогеографическом плане не получило должного развития ни при В. В. Докучаеве, ни в ближайшие годы после него.

Представления В. В. Докучаева о почвообразовательном процессе получили развитие, главным образом, в направлении выяснения особенностей типологических почвообразовательных процессов, которые обусловили своеобразие как выявленных, так и вновь выявлявшихся типов почв. При этом названные процессы изучались или в аспекте познания особенностей внутренних противоречивых физико-химических и биохимических процессов, или в аспекте изменения почв данного типа во времени, или в том и другом аспектах одновременно.

Собранные таким образом огромные материалы об особенностях типологических почвообразовательных процессов имели и имеют важное значение как для практического использования почв, так и для развития теории почвообразовательного процесса. В частности, они сыграли большую роль в углублении познания внутреннего содержания, сущности почвообразовательного процесса. Сопоставление почвообразовательных процессов, протекающих в различных типах почв, позволило видеть, что наряду со своеобразными чертами типологических процессов имеются и принципиально общие. И чем больше накапливалось данных по типологическим почвообразовательным процессам, тем полнее и глубже становились представления об общих чертах почвообразования, о его сущности.

В. Р. Вильямс [3], основываясь на ведущей роли в почвообразовании биологического фактора, убедительно показал, что в комплексе явлений, слагающих почвообразовательный процесс, главное место принадлежит явлениям (процессам) синтеза и разложения органического вещества.

А. А. Родэ [4, 5], обобщая накопившиеся к 1936 г. материалы по принципиально общим для почвообразовательного процесса комплексам явлений, предложил среди последних различать три основные группы взаимосвязанных элементарных почвообразовательных процессов: 1) явления превращения вещества, 2) явления перемещения вещества и 3) обмен веществ в системе почва — растение. Кроме того, каждая из групп была разделена на подгруппы по принципу специфики элементарных почвообразовательных процессов.

Изучение типологических и элементарных почвообразовательных

процессов позволило выяснить их циклический поступательный характер [3, 6, 7, 4 и др.].

Вместе с тем, изучение типологических почвообразовательных процессов имело и существенный методологический недостаток. Состоял он в следующем. При изучении названных процессов в аспекте изменения их во времени главное внимание уделялось решению вопроса генезиса и эволюции той или иной почвы или типа почв. В результате был создан ряд гипотез и теорий генезиса и эволюции почв, который соответствовал ряду наиболее распространенных и изученных типов почв. Создалась картина независимого и параллельного «развития» современных типов почв. Случилось это потому, что в познании почвообразовательного процесса было нарушено основное диалектико-материалистическое положение о генетической взаимной связи и обусловленности природных явлений и процессов, положенное В. В. Докучаевым в основу созданной им науки о почве. При изучении типологических почвообразовательных процессов не делалось достаточных усилий для выяснения историко-генетической преемственности между типологическими процессами почвообразования: изучались части (типологические процессы почвообразования) при отсутствии даже гипотетических представлений об общем, целом, т. е. о едином почвообразовательном процессе.

Такому ненормальному положению в почвоведении положил конец В. Р. Вильямс. Пользуясь диалектическим методом и развивая учение В. В. Докучаева о почве и почвообразовательном процессе, он разработал свое учение о едином почвообразовательном процессе. Сущность его он выразил в следующих словах: «И все наблюдаемые нами разнообразные проявления пестрого почвенного покрова земного шара суть только отдельные, генетически между собой связанные, стадии общей, грандиозной по своей протяженности во времени и в пространстве истории воздействия биологических элементов природы на поверхностные горизонты земной суши» [8, стр. 115, 116].

Впервые в истории почвоведения В. Р. Вильямс все отдельные вопросы нашей науки, в том числе элементарные и типологические процессы почвообразования, рассмотрел в свете развития единого почвообразовательного процесса. Разрыв между частью и целым был устранен. Это не означает, разумеется, что названное учение В. Р. Вильямса лишено недостатков. Некоторые его положения подвергались и подвергаются заслуженной критике со стороны ряда исследователей (В. Н. Сукачев [9], Л. И. Прасолов [10], И. П. Герасимов [11, 12], С. А. Коляго [13], Е. П. Шилова [14]), как не отвечающие новым научным фактам. Наиболее крупным недостатком является предопределенная им смена типологических процессов почвообразования, типов почв и почвенных зон по схеме тундра — пустыня. Эта схема, как известно, не соответствует современным палеогеографическим данным. Но указанный недостаток, равно как и другие, не может и не должен являться причиной отказа от развития этого учения.

К сожалению, в современном почвоведении имеют место факты формального признания необходимости развития учения о едином почвообразовательном процессе при одновременном игнорировании его главного тезиса — тезиса об историко-генетической преемственности в развитии почв во времени и в пространстве. Примером этого является резолюция совещания по теоретическим и практическим вопросам почвоведения, состоявшегося в мае 1953 г. в Ленинграде.

Высоко оценивая результаты этого совещания в целом, нельзя согласиться с тем пониманием единства почвообразовательного процесса, которое отражено в его резолюции. В пункте 8 резолюции сказано:

«Единство (почвообразовательного процесса.— С. К.) определяется общностью законов, управляющих биологическим и геологическим круговоротом вещества. По общим законам протекают и все частные процессы почвообразования: наиболее существенные процессы синтеза и разрушения органического вещества, химико-минералогические превращения минеральной части почвы в ее взаимодействии с органической частью, процессы в жидкой и газовой фазах почвы и прочие процессы, приводящие к формированию и развитию условий почвенного плодородия» [15, стр. 78].

Нужно полагать, что авторы резолюции, говоря об общности законов, управляющих биологическим и геологическим круговоротом вещества и другими частными процессами почвообразования, имели в виду общие диалектические законы развития. Но ведь эти законы слишком общи, им подчиняется развитие всего материального мира, а не только почв. Только ими невозможно объяснить своеобразие развития почв, равно как и других конкретных форм материи.

Отсюда ясно, что приведенное в резолюции указанное совещанием понимание единства почвообразовательного процесса как процесса, развивающегося только по общим диалектическим законам, решительно ничего не дает для разрешения такого сложного вопроса в почвоведении, каким является учение о едином почвообразовательном процессе. Наоборот, оно снимает этот вопрос с повестки дня. Отказываясь же от разрешения данного вопроса, мы неизбежно возвращаемся к пройденному этапу в почвоведении, примерно на 40 лет назад.

Неправильность схемы единого почвообразовательного процесса, предложенной В. Р. Вильямсом, не может являться основанием для отказа от выяснения проблемы последовательной смены типов почв и условий почвообразования с момента возникновения жизни на Земле. Проблема эта, разумеется, очень сложная. Для своего разрешения она потребует много новых фактов и усилий большого числа исследователей, быть может, в течение продолжительного отрезка времени. Но это не значит, что из-за сложности проблемы мы должны отказаться от ее разрешения. Имея в виду, что познание развития почв является теоретической основой почвоведения, каждый исследователь в этой области должен стремиться сделать свой посильный вклад в углубление учения о едином почвообразовательном процессе.

Из всего изложенного выше видно, что по мере познания почвообразовательного процесса в почвоведческую литературу вошли новые понятия, а именно: понятие, выражающее наиболее общее представление о почвообразовательном процессе («единый» почвообразовательный процесс), и понятия о частных почвообразовательных процессах («элементарные» и «типологические» почвообразовательные процессы). Разукрупнение весьма общего понятия «почвообразовательный процесс» на понятия с более конкретным содержанием вполне оправдывает себя в методическом отношении, и его следует только приветствовать. Но оно требует, как нам кажется, некоторого уточнения. Мы имеем в виду понятие о типологических почвообразовательных процессах. Понятие это собирательное. Оно включает в себя ряд понятий о конкретных типологических процессах по числу известных типов почв (почвообразовательные процессы в почвах черноземного, подзолистого, солонцеватого типов и др.). Исходя из того, что каждый тип почв впервые возник на определенной стадии единого (геологически последовательно развивающегося) почвообразовательного процесса, считаем целесообразным в этом собирательном понятии «типологические почвообразовательные процессы» различать также собирательные понятия, но имеющие генетически

более конкретное содержание, а именно: 1) «стадийные почвообразовательные процессы» и 2) «типологические комплексы стадийных почвообразовательных процессов».

Целесообразность такого разукрупнения понятия «типологические почвообразовательные процессы» можно мотивировать следующим образом. Многочисленные исследования различных современных типов почв показали, что их типологические почвообразовательные процессы качественно неоднородны и представляют собой комплексы из двух и более составляющих их менее крупных процессов почвообразования. Например, в развитии почв подзолистого типа четко выделяются одновременно и взаимосвязанно развивающиеся три известных процесса: подзолистый, дерновый и болотный. Соотношения разных степеней развития этих процессов бывают различными, в связи с чем выделяются в типе подзолистых почв известные подтипы и виды.

Подзолистый, дерновый и болотный почвообразовательные процессы, как мы знаем, развиваются при наличии соответствующих комплексов условий почвообразования при ведущей роли элементов биосферы и, в первую очередь, растительных формаций.

В настоящее время, на высокой ступени развития жизни и единого почвообразовательного процесса, когда жизнь и единый почвообразовательный процесс в высшей степени усложнились, указанные комплексы условий почвообразования имеют место на ограниченной территории распространения одного и того же вида почв. В прошлом же растительные формации и соответствующие им другие условия почвообразования, обусловившие первоначальное зарождение подзолистого, дернового и болотного процессов, возникли, несомненно, на различных стадиях единого почвообразовательного процесса.

Поэтому указанные процессы (подзолистый, дерновый и болотный) и подобные им в других типах почв целесообразно называть стадийными почвообразовательными процессами, а сочетания их в рамках современных типов почв — типологическими комплексами стадийных почвообразовательных процессов.

Таким образом, конкретизируя весьма общее понятие «почвообразовательный процесс», мы считаем целесообразным различать единый почвообразовательный процесс и составляющие его частные почвообразовательные процессы, а именно:

- 1) элементарные почвообразовательные процессы,
- 2) стадийные почвообразовательные процессы,
- 3) типологические комплексы стадийных почвообразовательных процессов.

Выяснение исторической соподчиненности указанных частных почвообразовательных процессов и составляет исключительно сложную проблему познания единого почвообразовательного процесса.

Одним из важных методических условий решения этой проблемы является оценка и изучение условий почвообразования не только под углом зрения познания современных частных почвообразовательных процессов, чему уделялось и уделяется значительное внимание, но и в палеогеографическом плане — с целью выяснения единого почвообразовательного процесса. Этому вопросу будет посвящено наше второе сообщение.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. В. Докучаев, К вопросу о соотношениях между возрастом и высотой местности, с одной стороны, характером и распределением черноземов, лесных земель и солонцов — с другой. Вестн. естествозн., № 1, 2, 1891.
2. В. В. Докучаев, Наши степи прежде и теперь. СПб., 1892.
3. В. Р. Вильямс, Почвоведение, ч. 1, М.—Л., 1926.
4. А. А. Родэ, К вопросу о степени подзолистости. Труды ИПАН СССР, т. XIII, М.—Л., 1936.
5. А. А. Родэ, Подзолообразовательный процесс. АН СССР, М., 1937.
6. Д. Г. Виленский, Аналогичные ряды в почвообразовании и их значение для построения генетической классификации почв. Тифлис, 1924.
7. А. А. Завалишин, Почвы Кузнецкой лесостепи. Матер. Кузнецко-Барн. экспедиции АН СССР 1931 г., ч. III, М., 1936.
8. В. Р. Вильямс, Собр. соч., т. 5, 1950.
9. В. Н. Сукачев, О теории дернового процесса проф. В. Р. Вильямса. Почвоведение, № 2, 1916.
10. Л. И. Прасолов, Почвоведение Вильямса и почвенная теория повышения урожайности. Почвоведение, № 8, 1943.
11. И. П. Герасимов, Научные основы систематики и классификации почв. Почвоведение, № 8, 1954.
12. И. П. Герасимов, За творческое развитие учения В. Р. Вильямса о едином почвообразовательном процессе и против его догматического истолкования. Почвоведение, № 3, 1954.
13. С. А. Коляго, К развитию учения академика В. Р. Вильямса о едином почвообразовательном процессе. Почвоведение, № 4, 1953.
14. Е. И. Шилова, Об учении акад. В. Р. Вильямса о едином почвообразовательном процессе. Вестн. Ленингр. ун-та, сер. биол., геогр. и геол., № 10, 1953.
15. Совещание по теоретическим и практическим вопросам почвоведения. Почвоведение, № 7, 1953.

В. П. МАРТЫНОВ

О СОЛОНЦЕВАТОСТИ И ОСОЛОДЕЛОСТИ НЕКОТОРЫХ ПОЧВ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

Тесная генетическая взаимосвязь между материнскими горными породами и формирующимися из них почвами общеизвестна. Почвообразующие породы на территории Иркутской области представлены большей частью продуктами трансформации коренных отложений юры, ордовика и кембрия. Особенности развития почв на этих породах подчеркивались неоднократно [1—4]. Однако вопрос, впервые поставленный И. В. Николаевым [3], о влиянии засоленности отмеченных пород на формирование из них дерново-подзолистых и дерново-карбонатных почв в дальнейшем не был разработан.

Произведенные нами полуколичественные определения ионов хлора и SO_4 показали присутствие этих элементов в различных свитах и фациях отложений юры, ордовика и кембрия. Засоленность коренных пород и продуктов их трансформации не могла не оказать влияния на развитие из них почв. Данные лабораторных исследований дерново-карбонатных и дерново-подзолистых почв подтверждают это.

Нами были взяты образцы дерново-карбонатной выщелоченной почвы из разреза, заложенного в Заларинском районе на вершине платообразного увала под сосново-березовым лесом. Вскрытая почвенная толща явилась типичной для дерново-карбонатных почв Иркутской области, именуемых по окраске коричневыми. На это указывали окраска почвы, отлично выраженная структура верхних ее горизонтов, характер реакции почвы с HCl, а также близкое залегание от ее поверхности (с 40 см) обломков породы, в данном случае аргиллитов верхнего кембрия Балаганской свиты. В табл. 1 приведены физико-химические показатели этой почвы.

Таблица 1
Физико-химические показатели дерново-карбонатной выщелоченной почвы (на абсолютно-сухую почву)

Аналитик — В. П. Мартынов

Горизонт	Глубина, см	Гумус по Тюрину, %	CO ₂ карбонатов, %	рН водной вытяжки	Поглощенные катионы, мг-экв. на 100 г почвы				% Na ⁺ от суммы поглощ. катионов	Частичный <0,001, %
					Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	сумма		
A	2—10	6,96	0,00	7,43	30,83	4,97	3,32	39,12	9	38
A/B	10—20	2,73	0,00	7,44	25,93	3,99	3,53	33,45	11	39
	20—30	1,44	0,00	7,53	27,98	3,00	н. о.	30,98	—	40
B _к	40—50	1,22	9,75	8,13			0,82	27,26*	3	26
B/C	80—90	0,26	7,86	8,53			0,82	11,78*	7	18
	120—130	0,21	7,45	8,45			0,41	12,85*	3	16
C	160—170	0,23	7,08	8,51			0,41	11,21*	4	17

* Емкость поглощения по методу К. К. Гелройца.

Как видно из приведенных данных, почва прогумусирована в значительной степени и на большую глубину. Наибольшее содержание гумуса обнаруживается в горизонте *A*, минимальное — в горизонте *B/C* и в породе. Распределение карбонатов в почве, судя по данным определения углекислоты, характеризуется максимальным их скоплением в горизонте *B_k* и наименьшим содержанием в породе. Реакция почвы щелочная, особенно в карбонатных горизонтах. Содержание обменных оснований и емкость поглощения уменьшаются вниз по профилю почвы. Обогащению верхних ее горизонтов поглощенными катионами, вероятно, способствовала, с одной стороны, биологическая их аккумуляция, с другой — дезинтеграция материнской породы в процессе формирования из нее почвы. Об интенсивности дезинтеграции породы свидетельствуют приведенные в таблице данные о содержании в почве илистых частиц.

Интересен состав обменных оснований рассматриваемой почвы: наряду с преобладающим здесь обменным кальцием имеется также и обменный натрий. Последний найден во всей толще почвы, а также и в породе. Больше всего обменного натрия обнаружено в горизонтах *A* и *A/B*. Количество натрия в них достигает 11% от суммы обменных оснований. Это, согласно И. Н. Антипову-Каратаеву, позволяет отнести исследуемую почву к солонцеватым.

Исследуемая почва неполностью рассолена. Об этом свидетельствуют данные анализа водной вытяжки из верхнего ее горизонта, приведенные в табл. 2. Как видно из таблицы, характер остаточного соленакпления — хлоридо-гидрокарбонатно-сульфатного щелочноземельного типа. Хлориды и сульфаты качественно обнаружены во всей остальной почвенной толще, а также и в породе. Помимо этого, качественно ионы Cl' и SO_4 обнаружены во всех имеющихся у нас образцах дерново-карбонатных почв, взятых из разных мест Иркутской области, что в полной мере согласуется с засоленностью их материнских пород.

Таблица 2

Данные анализа водной вытяжки дерново-карбонатной выщелоченной почвы
Аналитик — В. П. Мартынов

Глубина, см	Сухой остаток, %	Содержание в 100 г почвы (мг-экв./%)					
		HCO_3'	Cl'	SO_4''	Ca''	Mg''	Na' по разности
2—10	0,121	0,600	0,099	0,959	0,738	0,213	0,707
		0,037	0,004	0,046	0,015	0,003	0,016

На основании всех этих фактов, а также некоторых аналогичных данных И. В. Николаева [3, 4], мы считаем возможным предположить, что в Иркутской области солонцеватость дерново-карбонатных почв повсеместна, хотя и выражена в разной степени.

Образцы дерново-подзолистых почв взяты нами из разрезов, заложённых в разных местах Иркутской области. Разрез III заложён на плоской возвышенности под пологом сосново-лиственнично-березового леса на территории Заларинского района, прилегающей к Восточному Саяну (около д. Исаковка). Почвообразующая порода представлена здесь переотложенными продуктами выветривания юрских отложений (J_2). Разрез М-1 заложён в лесостепной части Заларинского района (близ д. Бабагай) на вершине увала в осиново-березовом лесу с остаточными лиственницами. Почвообразующая порода — элювий юрских отложений (J_2). Разрез 406 заложён на севере Тулунского района (д. Бурхой) в

сосново-березово-лиственничном лесу на вершине платообразной возвышенности. Почвообразующая порода — ордовикские аргиллиты.

Не приводя морфологических описаний, следует подчеркнуть, что выраженность и мощность генетических горизонтов почв, вскрытых этими разрезами, позволили отнести их к сильноподзолистым.

В табл. 3 приведены результаты лабораторных исследований двух из этих почв. Как свидетельствуют данные анализа, обе они оказываются хорошо прогумусированными по всей исследованной толще, что не свойственно обычным подзолистым почвам. Высокая гумусность верхних горизонтов рассматриваемых почв, особенно разреза III, обычна для подобных почв Иркутской области и неоднократно отмечалась в литературе [1, 2, 4]. Следует отметить повышенное содержание гумуса на глубине 39—46 см в разрезе М-1. Подобное явление характерно для западноси-

Таблица 3

Физико-химические показатели дерново-подзолистых почв (на абсолютно-сухую почву)
Аналитики — В. П. Мартынов, В. С. Купчинская

Горизонт	Глубина, см	Гумус по Тюрину, %	pH		Поглощенные катионы в мг-экв. на 100 г почвы					% Na' от суммы обменных катионов
			водной	солевой	Ca''	Mg''	$H'+Al'''$	Na'	сумма	

Разрез М-1

A_1	3—8	7,25	6,74	6,64	23,73	5,39	0,20	1,65	31,51	5
A_2	9—19	1,27	6,18	4,98	11,22	0,97	0,27	0,61	13,07	5
	19—29	0,97	6,03	4,80	10,99	3,67	0,33	н. о.	14,99	—
B	39—46	1,48	6,08	4,74	17,83	4,94	0,39	1,24	24,43	5
	56—66	0,74	5,83	4,64	15,28	3,95	0,36	1,23	20,99	6

Разрез III

A_1	2—18	16,20	6,65	5,86	33,50	2,06	н. о.	1,00	36,56	3
A_1/A_2	18—24	7,99	6,67	4,13	26,00	3,14	н. о.	0,80	29,94	3
A_2	50—60	0,79	6,49	4,04	10,00	1,48	н. о.	н. о.	16,48	—
B	80—90	0,90	6,97	6,02	21,10	2,64	н. о.	2,60	26,34	10
	120—130	0,57	6,79	5,74	20,00	2,31	н. о.	1,20	23,50	5

бирских дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом, которые некоторыми исследователями [5, 6] относятся к осолоделым. Как видно из табл. 3, реакция исследуемых почв кислая. Обращает на себя внимание большое отличие pH водной от pH солевой. Подобные данные для дерново-подзолистых почв Иркутской области приводятся Б. В. Надеждиным [2]. То же самое можно найти в данных анализа осолоделых почв Урала [6], Дальнего Востока [7]. Нехарактерным для подзолистых почв оказывается и содержание обменной кислотности рассматриваемых почв. Как видно из табл. 3, почва из разреза М-1 обладает очень малой обменной кислотностью, одновременно обнаруживая яркие морфологические признаки сильной оподзоленности. Об оподзоленности исследуемых почв говорит и распределение по их профилю обменных оснований, данные определения которых приведены в той же таблице. Однако в составе обменных оснований этих почв присутствует обменный натрий, составляющий в горизонте *B* (особенно в разрезе III) значительный процент от суммы обменных оснований. А это показывает, что иллювиальный процесс в этих почвах проходил по типу рассолонцевания, а отнюдь не оподзоливания. Рассматриваемые почвы, наряду с обменным натрием, содержат воднорастворимые хлориды, сульфаты и натрий

Таблица 4
Данные анализа водных вытяжек дерново-подзолистых почв
Аналитик — В. П. Мартынов

Горизонт	Глубина, см	Сухой остаток, %	Содержание на 100 г почвы (мг-экв./г)					Na по разности
			НСО ₃	Cl	SO ₄	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	
<i>Разрез М-1</i>								
A ₁	3-8	0,110	$\frac{0,560}{0,034}$	$\frac{0,079}{0,003}$	$\frac{0,505}{0,024}$	$\frac{0,656}{0,013}$	$\frac{0,197}{0,002}$	$\frac{0,292}{0,007}$
<i>Разрез III</i>								
A ₁	2-8	0,081	$\frac{0,280}{0,017}$	$\frac{0,119}{0,004}$	$\frac{0,412}{0,020}$	$\frac{0,279}{0,006}$	$\frac{0,115}{0,001}$	$\frac{0,417}{0,010}$
A ₂	30-40	н. о.	$\frac{0,340}{0,021}$	$\frac{0,099}{0,004}$	$\frac{0,279}{0,013}$	$\frac{0,180}{0,004}$	$\frac{0,056}{0,001}$	$\frac{0,472}{0,011}$
<i>Разрез 406</i>								
A ₁	2-11	0,142	$\frac{0,380}{0,023}$	около 1мг-экв.	$\frac{1,250}{0,060}$	$\frac{0,656}{0,013}$	$\frac{0,328}{0,004}$	—

(табл. 4), что указывает на неполную их рассоленность, которая вызвана соленостью почвообразующих пород.

Интересно то, что, несмотря на присутствие в исследуемых почвах натрия, сульфатов и хлоридов и ничтожную обменную кислотность, вызванную, вероятно, алюминием, для них характерна гидролитическая кислотность. Подобное явление описано у В. Г. Зольникова [8] для почв Якутии, причем автор не нашел для него удовлетворительного объяснения. Нам представляется, что это явление для наших почв объясняется не кислотностью, а всего лишь их способностью к положительной физической адсорбции продуктов гидролиза солей сильных оснований и слабых кислот. Высказываемое соображение основано на исследованиях К. К. Гедройца [9].

Одним из признаков осолоделости почвы является наличие в ней аморфной кремнекислоты. Различными авторами [10, 11] высказаны предположения о путях ее накопления в почвах. Однако каковы бы ни были эти пути, в осолоделых почвах аморфная кремнекислота всегда обнару-

Таблица 5
Данные анализа щелочных (5% КОН) вытяжек
Аналитики — Е. К. Солодова, В. П. Мартынов

Горизонт	Глубина, см	Содержание (в % на абсолютно-сухую почву)			
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	2SiO ₂ · Al ₂ O ₃	Избыток SiO ₂
<i>Разрез М-1</i>					
A ₁	3-8	4,21	1,43	3,11	2,53
A ₂	9-19	3,72	1,03	2,25	2,51
<i>Разрез III</i>					
A ₁	8-18	2,94	1,58	3,43	1,08
A _{1/A₂}	18-24	2,72	1,33	2,90	1,16
<i>Разрез 406</i>					
A ₁	2-11	4,01	0,85	1,85	3,01
A ₂	11-16	1,71	0,66	1,45	0,93

живается и часто в больших количествах. В табл. 5 приведены данные анализа щелочных (5% КОН) вытяжек из исследуемых нами дерново-подзолистых почв. Как видим, избыток кремнезема, растворимого в щелочи, достаточен для того, чтобы говорить об осолоделости этих почв, тем более, что присутствие в них обменного натрия и остаточная их засоленность не противоречат этому. В дополнение к изложенному следует указать, что ионы хлора и SO₄ обнаружены нами во всех имеющихся в лаборатории образцах дерново-подзолистых почв Иркутской области.

В связи с вышесказанным, а также учитывая данные, имеющиеся в работах И. В. Николаева [4], мы считаем возможным предположить, что большая часть так называемых дерново-подзолистых почв Иркутской области является осолоделой, и высказать сомнение в целесообразности их повсеместного известкования.

В заключение мы считаем также возможным сделать предположение, что развитие дерново-карбонатных и дерново-подзолистых почв на территории Иркутской области протекало по следующим этапам: засоление → рассоление (осолонцевание) → рассолонцевание (осолодение). Отдельные этапы, исключая, вероятно, засоление, в отдельных случаях могли выпадать или повторяться из-за мерзлоты или эрозии почв. Детали этого будут вскрыты региональными исследованиями, необходимость которых нам кажется очевидной.

Восточно-Сибирский филиал
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
25/VI 1957

ЛИТЕРАТУРА

- О. В. Макеев, Дерново-подзолистые почвы на различных породах Средне-Сибирского плоскогорья. Изв. Биолого-географ. ин-та при Иркутском ун-те, т. XI, вып. 4, 1951.
- Б. В. Надеждин, О почвах сосновых лесов южной части Иркутской области. Тр. ВСФАН СССР, сер. биол., вып. 5, 1957.
- И. В. Николаев, В. Ведерникова, Материалы к характеристике почв переходной полосы от Усть-Ордынской степи к лесной зоне Эхирит-Булагатского аймака Иркутской области. Изв. Биолого-географ. ин-та при Иркутском ун-те, т. VIII, вып. 3-4, 1939.
- И. В. Николаев, Почвы Иркутской области. Иркутск, 1949.
- Е. Н. Иванова, П. А. Двинских, Вторично-подзолистые почвы Урала. Почвоведение, № 7-8, 1944.
- Л. С. Долгова, Почвы Зауральской лесостепи. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XLIII, 1954.
- Ю. А. Ливеровский, Почвы Зейско-Бурейской равнины и проблема их генезиса. Почвоведение, № 5, 1956.
- В. Г. Зольников, Почвы восточной половины Центральной Якутии и их использование. Материалы о природных условиях Центральной Якутии, вып. 1, ЯФАН СССР, 1954.
- К. К. Гедройц, Учение о поглотительной способности. Избр. соч., т. 1, Сельхозгиз, 1955.
- И. В. Тюрин, О биологическом накоплении кремневой кислоты в почвах. Проблемы сов. почвоведения, сб. 4, 1937.
- К. К. Гедройц, Осолодение почв. Избр. соч., т. 1, Сельхозгиз, 1955.

К. А. СОБОЛЕВСКАЯ

БОТАНИЧЕСКИЕ САДЫ ЧЕХОСЛОВАКИИ

Летом 1957 г. в составе советской делегации, приглашенной Союзом чехословацко-советской дружбы, мы побывали в Чехословакии и смогли довольно подробно ознакомиться с деятельностью некоторых ботанических учреждений этой страны. Хотя основной задачей делегации являлось ознакомление чехословацкого народа с природой Сибири и с жизнью населяющих ее народов, руководством Союза чехословацко-советской дружбы было сделано все, чтобы мы, как специалисты в той или иной отрасли знаний, ознакомились с деятельностью близких нам по профилю учреждений. Именно поэтому, несмотря на кратковременность поездки, мы смогли многое увидеть и запечатлеть по интересующим нас специальным вопросам.

Нам удалось побывать в четырех областях — Пражской, Иглавской, Пардубицкой и Устьи над Лабе. Здесь находятся крупные ботанические сады или государственные питомники, много лет существующие и ведущие в широком плане работы по интродукции растений. К сожалению, нам не удалось посетить новый сад, создаваемый в Кошицах в системе Чехословацкой Академии наук.

Посещение ботанического сада при кафедре ботаники Пражского университета, руководимой доктором Б. Фоттом, оставило огромное впечатление. Этот сад имеет едва ли не самую крупную коллекцию растений из всех ботанических садов Западной Европы, насчитывающую почти 15000 видов растений. Кроме того, ему подчинен великолепный дендрарий в Пругонице. В открытом грунте сада выращивается большая часть растений Европы, а в его отделах биологии, систематики, географии растений и в альпинарии ведутся глубокие и разносторонние исследования, несмотря на декоративное направление сада в целом. Особую ценность в ботаническом саду Пражского университета представляет крупная оранжерея с великолепной (может быть, не имеющей себе равной) коллекцией кактусовых. В большом количестве здесь культивируется древнейшее растение *Welwitschia mirabilis*, выращенное из семян.

Дендрарий в Пругонице (директор д-р В. Кавка), именуемый Чехословацким научно-исследовательским институтом декоративного садоводства, расположен вблизи Праги. Это прекрасный дендрологический парк, созданный в конце прошлого столетия (1885 г.) в идиллическом стиле. В настоящее время здесь под пологом старых посадок создается новый парк по принципу ботанико-географических зон. Мягкий климат с большим количеством годовых осадков (в среднем 700 мм) дает возможность интродуцировать экологически разнообразные виды растений. Общая площадь парка 200 га. В этом саду существуют отделы: дендрологии и садоводства с альпинарием, — микробиологии, фитопатологии, размножения, открытого и закрытого грунта. Имеется специальный питомник для собственного использования. В посадках сада обращают на себя внимание крупная коллекция рододендронов, гибриды которых весьма разнообразны по окраске цветков, коллекции дубов, сосен (в том числе *Pinus montana*, *Pinus nigra*), большое количество видов елей с рядом интересных форм магнолий, берез и др. Здесь мы наблюдали цветение великолепного экземпляра тюльпанного дерева (*Liriodendron tulipifera*).

В Пардубицкой области нам удалось ознакомиться с одним из крупнейших в Европе садов Жегушице, в задачу которого входит выращивание и размножение декоративных растений и улучшение их сортового состава. В саду имеются отделы: декоративных хвойных и лиственных растений, аллейных и травянистых. Однако господствующим направлением в деятельности сада является дендрологическое. Отделы сада большое внимание уделяют вегетативному размножению растений для сохранения декоративных качеств, но в основном размножают их семенным путем. Сад имеет интересные многолетние данные по зимостойкости растений. Огромное разнообразие декоративных растений (в частности, имеется 110 сортов сиреней, 118 сортов роз т. д.) позволяет саду широко осуществлять взаимный обмен опытом и материалом с другими учреждениями. Под руководством директора Франтишека Махала коллектив этого сада, на наш взгляд, очень удачно сочетает практическую помощь городам и селам Чехословакии в озеленении с постановкой глубоко теоретических вопросов декоративного садоводства.

В этой же области, близ г. Литомысль, знаменитого своей интересной историей, на площади 54 га расположен еще один сад, именуемый коммунальным предприятием — питомником. Это молодой сад (создан в 1947 г.), занимающийся главным образом размножением и реализацией посадочного материала декоративных растений. Как и в других садах наше внимание обратила на себя культура рододендронов, представленных большим разнообразием садовых форм. Интересна здесь также культура *p. Asalia* и различных видов *p. Thuja*, особенно *Th. moloniana*, которая стойка по отношению к низким температурам и, вероятно, сможет культивироваться в наших условиях.

В области Устьи над Лабе, занимающей северо-западную часть Чехословакии, мы имели возможность ознакомиться с опытной станцией по разведению фруктовых деревьев в Техобузице и с одним из старейших декоративных парков Европы, заложенным в 1685 г. при замке Либоховице. В Техобузице имеется богатый ассортимент различных плодовых культур — яблонь, абрикосов, персиков, черешни, груши и др. Научный коллектив сада много работает над вопросами гибридизации с целью выведения урожайных сортов плодовых культур, устойчивых против низких температур, болезней и вредителей. Сад является участником Всесоюзной сельскохозяйственной выставки в Москве и ведет большую работу по популяризации достижений в области пловодства. Этот сад заслуженно называют «сердцем пловодства Чехословакии».

Декоративный сад в Либоховице, как сказано выше, является одним из старейших в Европе. Великолепные пальмы (*Phoenix*, *Chamaerops*), древовидные папоротники (*Alsophylla*, *Dicksonia* и др.), *Phellodendron*, *Dracaena*, *Ficus*, *Begonia*, *Ginkgo* и многие другие украшают прекрасные оранжереи и открытый грунт парка. Как и в других садах, большое внимание здесь уделяется цветочно-декоративным растениям, особенно розам, гладиолусам и пионам (последние считаются традиционной культурой Чехословакии).

Мы имели возможность, кроме того, познакомиться со старейшими виноградниками Европы в Жерносеках, а также с деятельностью Научно-исследовательского института картофелеводства и его прекрасно оборудованными лабораториями фитопатологии, физиологии и др., а также посетить один из опорных пунктов этого института.

Со всеми перечисленными ботаническими учреждениями у нас налаживается систематическая связь по обмену опытом и коллекциями растений. Эта связь даст возможность значительно расширить коллекции интродуцируемых в Западной Сибири растений и, в частности, значительно обогатит дендрологическую коллекцию Центрального Сибирского ботанического сада.

Мы покинули Чехословакию с чувством бесконечной благодарности к нашим друзьям ученым, которые при нашем кратковременном пребывании в научных учреждениях предоставляли все возможности для ознакомления с их деятельностью и способствовали еще большему укреплению дружбы между советским и чехословацким народами.

Западно-Сибирский филиал
Академии наук СССР

Технический редактор *Н. М. Погоцкая*, Корректор *В. А. Просвирина*.

МН 02054. Подписано к печати 12 февраля 1968 г. Тираж 1200 экз. Заказ № 196. Формат бумаги
70X108¹/₁₆—4,25 бум. л.—11,65 печ. л.+1 вклейка 12 изд. л.

Новосибирское книжное издательство, Красный проспект, 18. Типография № 1 Подграфиздата,
Новосибирск, Красный проспект, 30. Цена 7 руб.

УМ. Дзержинского 55

Цена 7 р.

Библиотека Академии наук СССР

VI-2-3

10