

ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ (ЗСОВМО)

Труды ЗСОВМО, вып. 1.

МАГМАТИЗМ,
ЛИТОЛОГИЯ
И ВОПРОСЫ РУДОНОСНОСТИ
СИБИРИ

ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НОВОСИБИРСК 1974

**МАГМАТИЗМ, ЛИТОЛОГИЯ
И ВОПРОСЫ РУДОНОСНОСТИ СИБИРИ****ЛИТОЛОГИЯ**

УДК 551.217.2 : 551.76/77(571.1)

А. В. ВАН

**РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ**

Западно-Сибирская плита — погруженная часть молодой Урало-Сибирской платформы, палеозойский фундамент которой на большой территории перекрыт мощным чехлом платформенных мезозойско-кайнозойских отложений. Она в современном плане имеет форму впадины площадью около 3,5 млн. км². Мощность осадков платформенного чехла изменяется от 1000—1200 м в прибортовых зонах до 2500—3500 м в центральных и южных и до 5000—7000 м в северных районах (Куликов, Рудкевич, 1971).

Наиболее древние мезозойские отложения, относимые к триасу, сложены толщей вулканогенно-осадочных пород. В период формирования этой толщи на территории Западно-Сибирской низменности отмечено широкое развитие расколов земной коры с образованием таких крупных линияментов-грабенов рифтового типа, как Уренгойско-Колтогорский, Худосейский, Усть-Тымский и др. (Сурков и др., 1968). Процессы рифтогенеза сопровождались излиянием основной магмы, остатки которой в виде эффузивно-интрузивных образований сохранились в многочисленных грабенах.

Период формирования мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты характеризовался как период отсутствия вулканической деятельности. Накопление колоссального объема осадков (более 10,0 млн. км³) объяснялось исключительно сносом продуктов выветривания с приподнятых соседних территорий.

Данные, полученные в последние годы автором настоящей статьи, показывают, что в формировании отложений чехла наряду с экзогенными большую роль играли эндогенные источники осадочного материала. Триасовая вулканическая активность в последующее время не прекратилась, но видоизменилась и проявилась в несколько меньшем масштабе. В составе вулканогенных образований значительно увеличилась доля эксплозивных продуктов. Последние в общем балансе мезозойско-кайнозойских отложений составляют существенную часть, свидетельствующую о немалом геологическом эффекте посттриасового вулканизма.

Первые краткие сведения о присутствии вулканогенных накоплений в составе осадочного чехла Западно-Сибирской плиты были известны давно. Так, в районе р. Тобол выделяется пестроцветная покровская свита (нижняя и средняя юра), представленная красными и зелеными

туфами, переслаивающимися с нормально-осадочными породами (Ростовцев, 1958). Здесь же в разрезах, вскрытых Покровскими и Заводуковскими скважинами, наряду с пестроцветными пирокластическими породами, встречены андезитовые порфириды с миндалекаменной структурой, туфобрекчии, лито- и кристаллокластические туфы того же состава (Гурова, Казаринов, 1962). Т. И. Гурова указывает на наличие примеси вулканического стекла в песчаниках валанжина в разрезе Березовской скважины.

В 1964 и 1968 гг. С. Г. Саркисян, Т. Н. Процветалова и Н. С. Лагутенков обнаружили примеси пеплового материала в отложениях верхней юры и неокома в битуминозных аргиллитах марьяновской и опоконидных аргиллитах тарской свит в разрезах юго-западной и северо-западной частей низменности. Кроме того, в разрезе неокома в Березовском (Ремизовская скважина № 105, интервал 1440—1442 м) и Камышловском (скважина № 2Р, глубина 2255 м) районах они обнаружили пласты сильно измененных порфиритов.

Автором изучено более двадцати опорных и глубоких разведочных, а также многочисленных мелких скважин, охватывающие почти всю территорию низменности. При этом просмотрено около 6200 шлифов.

Установлено, что вулканогенные образования имеются во всех изученных разрезах и на многих стратиграфических уровнях.

Ниже приводятся описания изученных отложений.

Отложения нижней и средней юры на большей части территории низменности сложены континентальными угленосными породами, представленными переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми туфогенными аргиллитами, туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туффитами и туфами. Роль грубообломочных и карбонатных пород ограничена.

Наиболее пеплонасыщенные разрезы установлены на западной окраине низменности. В Шаимском районе в основании разреза нижне- и среднеюрских отложений залегает пачка (3 м) переслаивающихся прослоев алевроитовых кристалло-апovitрокластических туфов, туфовых ритмов и туфогенных аргиллитов, нередко обогащенных фосфатизированными остатками рыб. Выше, разделенные небольшими интервалами между собой, залегают еще четыре слоя (0,5—5,0 м и более) вулканокластических пород, которые характеризуются повышенным содержанием слюдяного материала и более крупными размерами обломков. В верхней части рассматриваемого разреза появляются псефитовые и псаммитовые литокластические туфы и туффиты, а в самой кровле лежат туфоизвестняки. Пепловый материал в виде примеси в песчаниках, алевролитах, аргиллитах и сидеритах встречается на многих уровнях разреза. В Тугровской скважине № 5Р в интервале 2429—2436 м залегает пласт сильно измененного базальта.

Вулканогенные породы известны в юго-западных районах низменности.

В Приенисейской зоне вдоль восточной окраины низменности протягивается девять горизонтов туфов и туффитов (0,6—3,8 м). Они прослежены по разрезам Туруханской, Тымской, Парабельской и Чулымской опорных скважин. Пепловый материал в них имеет более тонкий алевроитовый состав и представлен только кристаллокластическими и апovitрокластическими частицами с переменным количеством слюдяного детрита в виде примеси. В разрезе Белогорской опорной скважины выявлены четыре пепловых горизонта, а в разрезах Тазовской и Сургутской скважин — по два горизонта. В последних описываемый стратиграфический материал изучен не полностью. Мощность нижне-среднеюрских отложений колеблется от 38 до 458 м.

Отложения верхней юры относятся к морским и прибрежно-морским образованиям. Они представлены преимущественно глинисто-алевритовыми породами с прослоями песчаников, глауконитовых песчаников, туфов, туффитов, туфогенных опоконидных аргиллитов, иногда туфосидеритов, туфоизвестняков, мергелей и спанголитов. Многие породы обогащены пиритом.

Верхнеюрские отложения западной окраины низменности начинаются толщей (6,0 м) псаммитовых литокластических туфов, туффитов, туфопесчаников и туфоизвестняков. Вверх по разрезу эта толща сменяется пачками глауконитовых песчаников и аргиллитов с прослоями туфоизвестняков, туфосидеритов, кремнистых образований и гравелитов. Аргиллиты местами имеют реликтовую пепловую структуру и нередко характеризуются сидеритовой и фосфатной минерализацией. В единичных случаях отмечены вкрапления целестина. В наиболее полно исследованных разрезах устанавливается до трех мощных горизонтов, обогащенных пепловым материалом. В виде примеси последний отмечается по всему разрезу. В верхнеюрских отложениях наблюдается постепенный переход по простиранию прибрежных псефито-псаммитовых литокластических туфов и глауконитовых песчаников в туфогенные аргиллиты и спанголиты. В Приенисейской зоне наибольшее количество пирокластики в отложениях верхней юры обнаружено в керне Туруханской опорной скважины, где имеется одиннадцать прослоев туфов и туффитов мощностью от 0,55 до 5,5 м. По составу последние аналогичны вулканокластическим образованиям нижней и средней юры. В южном направлении в пределах рассматриваемой зоны количество пепловых прослоев резко уменьшается. В разрезе Елогуйской, Тымской, Парабельской, Чулымской и Ларьякской опорных, а также в Ново-Портовских скважинах имеется по четыре горизонта с повышенным содержанием пеплового материала. В Белогорской скважине — три. В Сургутской, Самотлорской и Тазовской скважинах в изученных интервалах разреза описано по одному прослою пирокластических образований. Мощность верхнеюрских отложений от 24 до 234 м.

Отложения валанжина представлены главным образом песчано-алевритовыми и глинистыми морскими осадками с прослоями пирокластических накоплений. По восточной окраине низменности установлено шесть прослоев пепловых пород мощностью от 0,75 до 7,0 м. Они образованы алевритовыми и мелкопсаммитовыми аповитро-кристаллокластическими и кристалло-аповитрокластическими туфами и туффитами часто с примесью угловатых глауконитовых зерен. Среди пепловых пород выделяются два прослоя биотитовых туфов риолито-дацитового состава. К центру низменности количество пепловых прослоев уменьшается. Здесь туфы и туффиты претерпели интенсивную кальцитизацию с образованием известняков с реликтовой пепловой структурой.

На западной окраине была изучена только нижняя часть отложенной валанжина, в которой отмечено широкое развитие туфогенных аргиллитов с подчиненными прослоями туфов, туфоизвестняков и глауконитовых песчаников. В туфогенных аргиллитах часто отмечаются тонкая пиритовая пыль, включения рассеянных зерен глауконита. Иногда встречаются поры с целестином. На севере в разрезе Тазовской опорной скважины выявлены три горизонта пепловых образований и пять прослоев, в которых вулканокластика присутствует в виде примеси. Значительное содержание вулканического стекла имеется в валанжинских отложениях района Нового Порта. Мощность валанжина от 60 до 538 м.

Отложения готерив-баррема сложены лагунными, прибрежно-морскими и мелководно-морскими образованиями. Они представлены в ос-

новном песчаниками, алевролитами и аргиллитами часто с примесью пеплового материала, туфогенными опоковидными аргиллитами, туфами и туффитами. В разрезах скважин восточных и северо-восточных районов низменности установлено восемь прослоев пирокластических пород. К центру низменности количество их сокращается до пяти. В разрезах Колик-Еганских скважин выявлены прослой туфовых ритмитов со слоями, обогащенными хлоритизированными фрагментами вулканического стекла и слюдой. В скважине № 3Р в интервале 2214—2218 м имеется маломощный прослой сильно карбонатизированной шлаковидной породы с реликтами плагиоклаза. На западной окраине в неполном разрезе готерив-баррема обнаружено три слоя туфов. В северных разрезах (Тазовские скважины) рассматриваемые отложения содержат шесть прослоев пепловых пород. Вулканокластические накопления отмечаются и в районе Нового Порта. Мощность готерив-барремских отложений от 143 до 749 м.

Осадконакопление в апт-альб-сеноманское время происходило в основном в морском мелководье и небольших лагунах, где отлагались алевроитовые и глинистые осадки с примесью пирокластического материала или самостоятельные прослой туфов и туфогенных аргиллитов. В южных и восточных районах господствовали преимущественно континентальные условия и развиты песчано-глинистые породы с прослоями пестроцветных каолиновых глин и бокситов.

Наиболее полно изучены разрезы в Приенисейской зоне низменности. В разрезе Туруханской опорной скважины установлено семнадцать прослоев туфов и туффитов (0,5—8,5 м). В Тымской и Мало-Атлымской скважинах имеется четырнадцать прослоев, а в Елогуйской, Ларьякской и Максимкин-Ярской по пять. Одиннадцать пепловых прослоев вскрыты Ново-Васюганской скважиной, Тазовской — восемь и три слоя в скважинах, пробуренных в районе Нового Порта.

Вулканогенные породы на этом стратиграфическом уровне представлены весьма разнообразно. Здесь наряду с грубозернистыми литокластическими и более тонкозернистыми туфами и туффитами смешанного состава присутствуют лавовые образования. На северо-востоке низменности в самых верхах альб(?) -сеноманских отложений скважинами Нижне-Баиховского профиля вскрыт пласт сильно измененного щелочно-базальтоида, который по простирацию переходит в гиалокластиты, образовавшиеся при подводной фрагментации лавы. Именно на этом уровне в составе вулканокластических пород часто встречаются бобовины бокситов и бокситизированных пород. Мощность осадков апт-альб-сеномана от 86 до 816 м.

Отложения турона на большей части низменности сложены морскими осадками, представленными глинами, алевролитами, туфогенными глинами и аргиллитами, часто опоковидными. Более грубозернистые песчаные осадки имеются на восточной окраине, где развиты прибрежно-морские и континентальные образования. Три прослоя туфогенных глин мощностью до 1,5 м установлено в Елогуйской скважине, в Мало-Атлымской — два, в Тымской, Максим-Ярской и Ново-Васюганской — по одному, а в Тазовской и Белогорской скважинах вулканокластическая отмечена в виде примеси. В Бакчарском районе среди железорудных осадков присутствует литокластический материал. Мощность туронских отложений 12—40 м.

Формирование коньяк-сантон-кампанских отложений происходило в основном в морских условиях. Только на крайнем юго-востоке существовала континентальная обстановка. Большинство изученных разрезов сложено глинистыми породами, часто опоковидными и туфогенными. Иногда встречаются диатомовые глины, опоки, туффиты, туфы и алевро-

литы. В восточных районах (Елогуйская, Ларьякская и Тымская скважины) установлено четыре прослоя пирокластических пород (до 3,0 м). В центральных (Ново-Васюганская скважина) и западных (Мало-Атлымская скважина) районах таких прослоев два. Наибольшее скопление вулканогенного материала обнаружено в рудоносных железо-оолитовых горизонтах, вскрытых скважинами Чузик-Парабельского, Парбиг-Чайнского и др. профилей. Вулканокластика здесь представлена псефитовыми и псаммитовыми шлаковыми обломками характерной каплеобразной формы и хлоритизированным или глауконитизированным вулканическим стеклом. В западном направлении рудоносные отложения по латерали переходят в опоковидные туфогенные аргиллиты. Мощность отложений коньяк-сантон-кампа от 33 до 328 м.

Маастрихт-датские отложения представлены преимущественно морскими глинистыми породами с прослоями мергелей, известняков, алевролитов, песчаников и вулканокластических пород. Последние наиболее распространены в восточных районах, главным образом в рудоносных горизонтах Бақчарского и Колпашевского районов, которые отличаются высоким содержанием железисто-оолитовых образований, глауконита и обломков основных вулканитов. Среди последних часто встречаются обломки с корочками закала бурого цвета. В цементирующей массе есть глинизированные фрагменты вулканического стекла. В виде примеси пепловый материал отмечен в разрезах Тымской и Ларьякской опорных скважин.

В западных районах пирокластический материал представлен более тонким составом, преобразованным в глинистые минералы. Мощность маастрихт-датских отложений 36—239 м.

Морские отложения палеоцена сложены в основном глинами, опоковидными и диатомовыми глинами с прослоями туфогенных. Иногда встречаются слои туфосидеритов. Они охарактеризованы по кернам Мало-Атлымской, Ново-Васюганской, Тарской, Ларьякской и Тымской опорных скважин. Туфогенные глинистые породы отличаются высоким содержанием пирита, микростяжений сидерита, примесей глауконита и мелких гнезд цеолита. Эти глины часто обогащены остатками кремневых микроорганизмов. В грубозернистых осадках континентального происхождения, развитых на южной и восточной окраинах низменности, пепловый материал отмечается только в виде примеси. Мощность палеоценовых отложений от 56 до 113 м.

Эоценовые отложения по содержанию и составу пепловых накоплений аналогичны палеоценовым, за исключением несколько большей роли опоковидных глин, опок и диатомитов. В Мало-Атлымской скважине установлено пять прослоев пирокластических пород. На восточной окраине вулканокластика в виде примеси присутствует по всему разрезу. На отдельных уровнях она образует самостоятельные прослои. Мощность отложений эоцена 71—210 м.

В олигоценовых отложениях обнаружен один прослой пеплового туфа мощностью до 3 м. В опоковидных глинах почти всегда присутствует примесь глинизированного вулканического стекла. Мощность отложений 19—201 м. Прослойки туффита и туфоалевролита встречаются в самых низах миоценовых отложений.

Как видно из вышеизложенного, в составе платформенного чехла Западно-Сибирской плиты наряду с терригенными и хемогенными осадками большую роль играют вулканокластические накопления. Они представлены разнообразным комплексом рыхлых продуктов извержений, залегающих или непосредственно на месте своего первоначального осадения, или испытавших некоторые перемещения под воздействием гравитационных сил или донных течений.

В отдельные этапы формирования осадочного чехла происходили излияния основных расплавов с образованием фрагментированных лав и связанных с ними гиалокластитов и аквагенных туфов. Эффузивные породы установлены в разрезе нижней — средней юры, готерив-баррема и альб(?) -сеномана, где они образуют маломощные и ограниченные по площади лавовые тела. Эффузивы основного состава представлены сильно измененными породами базальтового ряда. Они имеют апоинтерсертальную структуру с интерстициями и миндалинами, выполненными хлоритом, палагонитом, селадонитом, кальцитом, гидроокислами железа или реже сидеритом, халцедоном и кварцем. Отмечаются многочисленные вкрапления рудных минералов. Плагноклаз карбонатизирован или разложен на мелкозернистые скопления альбита.

Гиалокластиты и аквагенные туфы состоят из апогиалокластических фрагментов и глобул стекла, замещенных хлоритом, глауконитом и отчасти окремненных. Иногда встречаются буроватые участки — остатки слабо разложенного базальтового стекла. Многие витрические фрагменты включают микролиты плагноклаза и миндалины, заполненные кальцитом, кварцем, хлоритом или цеолитом.

В Александровском районе в разрезе готерив-баррема имеется прослой сильно карбонатизированной шлаковидной породы с миндалекаменной гиалопилотакситовой структурой. В основной карбонатной массе наблюдаются реликтовые скопления субпараллельных мелких лейст плагноклаза с порфиоровыми выделениями зонального плагноклаза. Миндалины также заполнены карбонатом. Кристаллы плагноклаза альбитизированы и отчасти кальцитизированы. Во всей массе породы отмечается тонкая рудная пыль.

В Березовском и Камышловском районах порфириты, описанные Т. Н. Процветаловой и Н. С. Лагутенковой (1968), также сильно изменены. Они сложены полиминеральной глинистой массой и имеют реликтовую порфиرويدную структуру. Полевые шпаты большей частью серицитизированы, но местами отмечаются сростки лейст неизмененных плагноклазов.

Вулканокластические породы представлены различными туфами и туффитами, среди которых можно выделить псефитовые и псаммитовые литокластические, псаммитовые и алевритовые аповитро-кристаллокластические, кристалло-аповитрокластические и аповитрокластические разновидности.

Псефитовые и псаммитовые литокластические туфы и туффиты распространены в юрских отложениях Шаимского района и в верхнемеловых и палеогеновых отложениях в районах г. Туруханска и г. Колпашева. Это преимущественно бурого, буровато-зеленого и буровато-серого цвета породы. Основные компоненты их — обломки порфиритов (до 50—90%), нередко миндалекаменного строения. Иногда преобладают шлаковые обломки. Вокруг обломков почти всегда отмечается ореол из пиритовой сыпи, или «железистая рубашка». Вулканическое стекло обычно имеет округлую, каплевидную, сегментарную и угловато-выпукло-вогнутую форму и составляет 10—50%. Все вышеназванные фрагменты претерпели глубокие изменения. Большой частью они хлоритизированы, глауконитизированы, ожелезнены, отчасти карбонатизированы и иногда окремнены. Очень часто эти обломки служат ядрами железистых и лептохлоритовых оолитов, а также новообразований глауконита. В миндалинах разложенных эффузивов вместе с кальцитом встречаются цеолиты. Цемент в литокластических туфах и туффитах большей частью полиминеральный: хлорито-глинистый, глинисто-сидеритовый, железисто-хлоритовый и глинисто-опаловый.

Аповитро-кристаллокластические и кристалло-аповитрокластические

туфы и туффиты псаммитового и алевритового гранулометрического состава пользуются наибольшим распространением. Окрашены они весьма разнообразно и в зависимости от их фациального облика и тех или иных примесей могут иметь зеленый, серый, бурый и темно-серый или почти черный цвет. Для них характерны горизонтально-слоистая текстура и текстура оползания и взмучивания осадков с образованием слоистых серий, так называемых туфовых ритмов (турбидитов). Главный компонент в этих туфах и туффитах — раскристаллизованное вулканическое стекло (до 50%), осколки кварца, полевых шпатов, застывшей лавы порфиритов и порфиров, а также слюд. Витрокластика замещена в основном глинистыми минералами (монтмориллонитом, гидрослюдой, каолинитом), хлоритом и иногда глауконитом, сидеритом, кальцитом, цеолитом, железистым веществом и др. Цемент представлен обычно продуктами разложения мелких частиц вулканического стекла.

В туфовых ритмах (турбидитах) отмечается чередование тонких слоев, сложенных кристаллокластикой и витрокластикой. Количественное соотношение последних определяет толщину слагаемых ими прослоек. Иногда встречаются «сваренные» туфы, состоящие из одних осколков кварца с незначительной примесью обломков кристаллов щелочных и кислых полевых шпатов, которые тесно спаяны между собой. Такие туфы обнаружены в юрских и других отложениях, главным образом континентального происхождения.

Аповитрокластические туфы и генетически связанные с ними туфогенные аргиллиты и глины имеют самую различную окраску. Они образованы глинизированными фрагментами вулканического стекла. Витрокластика большей частью замещена монтмориллонитом, гидрослюдой и хлоритом. Иногда отмечаются глауконитизированные пепловые фрагменты. Нередко замещенные глинистым веществом обломки в результате уплощения под воздействием веса вышележащих осадков принимают удлиненную форму и субпараллельную ориентировку, которые придают породе линзовидно-слоистую текстуру. Иногда в этих туфах и аргиллитах отмечаются слои и гнезда алевритового материала, состоящие из осколков кварца и полевых шпатов со свойственными пирокластическим частицам формами. Встречаются также в них сидеритовые и фосфатные микроконкреции, вкрапления пирита, цеолитов и рыбные остатки. Цеолиты обнаружены на многих стратиграфических уровнях осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. По данным Г. Н. Перозио, Г. Э. Прозоровича, Ю. П. Казанского (1961), Т. И. Гуровой (1962) и Ю. П. Казанского (1963), гейландит, морденит и анальцит встречаются в глинах, опоковидных глинах, опоках и пестроцветных песчаниках готерив-баррема, альб-сеномана, кампана, палеоцена и эоцена.

Туфогенные аргиллиты и глины часто содержат кремнистое вещество, состоящее из опала и остатков кремневых организмов. Они через опоковидные глинистые породы связаны латеральными переходами с опоками. Следует отметить, что присутствие цеолитов в туфогенных опоковидных аргиллитах и глинах в совокупности с другими признаками может служить одним из доказательств их образования за счет разложения пирокластики. Известно, что процесс цеолитизации, глинизации и накопления кремнезема, связанный с гальмиролизом вулканического пепла, является широко распространенным процессом в современных океанических осадках. Установлены взаимопереходы по простиранью глин с пепловым материалом в цеолитсодержащие глины (*Лисицына, Дворецкая, 1972, и др.*).

Г. С. Дзоценидзе (1965) приводит многочисленные примеры обогащения осадков кремнеземом за счет разложения вулканического стекла и поступления из очагов подводных вулканов в виде растворов. Повы-

шенные концентрации кремнезема в водах седиментационных бассейнов в свою очередь приводят к буйному расцвету кремневых микроорганизмов — радиолярий, диатомей и др. Так, во всех озерах острова Афогнак (Аляска), покрытых пеплами вулкана Катмай, отмечены высокие концентрации SiO_2 (Barsdate, Dugdale, 1972). Причем каждому пепловому прослою соответствует резкое увеличение количества диатомовых водорослей.

Анализ распределения продуктов вулканизма показывает, что наибольшее количество вулканогенных образований сконцентрировано в окраинных западных и юго-западных районах низменности, в зонах развития глубинных разломов, проходящих через Челябинский, Кушмурунский и другие грабены. На востоке низменности максимальное содержание вулканокластического материала отмечается в районах, примыкающих к рифтовым зонам. В этих районах встречены пласты базальтоидов. Кроме того, аэромагнитная съемка установила на территории Пур-Таз-Енисейского междуречья весьма широко развитые небольшие магнитные тела, залегающие на глубине порядка 0,3 км (Загороднов, Залипухин, 1960), которые, по-видимому, являются лавовыми куполами захороненных вулканов. К центру низменности наблюдается заметное сокращение количества и мощности пепловых прослоев.

Активизация вулканической деятельности происходила в периоды глыбовых подвижек и выражалась в излияниях лав, выбросах пепла и проявлениях сейсмических колебаний. О последних свидетельствует частое присутствие следов размыва, оползания и взмучивания осадков в горизонтах, обогащенных пирокластическим материалом. Триасовые трещинные излияния основной магмы сменились в позднее время подводными и наземными эксплозиями вулканов при подчиненной роли эффузивной деятельности.

Вулканические очаги располагались, по-видимому, в местах пересечения поперечных субширотных разломов с рифтовыми линейными элементами. Возможно, что некоторые вулканы возвышались в виде островов и подвергались выветриванию и последующему размыву. На это указывают обломки бокситов и бокситизированных базальтоидов в альб(?) - сеноманских отложениях, развитых в районе г. Туруханска и вдоль восточной, а также юго-западной окраин низменности.

Пепловый материал кислого состава поставлялся, вероятно, вулканами, которые располагались на оперяющих рифты менее глубоких разломах, связанных с внутрикоровыми магматическими очагами. Большая часть кислой вулканокластики, по-видимому, имеет телепирокластическое происхождение и приносилась из окружающих низменность активных зон. Мезозойские кислые вулканы известны на восточном склоне Урала и в Зауралье (Пронин, 1962). Предположительно юрским возрастом датируется Болгохтохская интрузия гранитов в Норильском районе (Комарова, 1968).

Имеющиеся данные позволяют считать, что в период формирования осадочного чехла Западно-Сибирской плиты произошло не менее семи (восьми?) излияний основного магматического расплава и его дериватов — в раннеюрское, среднеюрское, позднеюрское, неокомское, сеноман-туронское, сантон-кампанское, дат-палеоценовое и, возможно, эоценовое время.

Характерно, что именно к этим отрезкам времени приурочены эпохи интенсивного корообразования и максимальные рудопроявления различных полезных ископаемых, которые ранее выделил В. П. Казаринов (1969) как рудные этажи. Примерно этому же времени соответствует образование протодоломитов, для осаждения которых требуется наличие избыточного Mg , CO_2 и щелочного резерва (Перозио, Мандрикова,

1971). К уровням проявления щелочного базальтоидного вулканизма приурочены также наибольшие скопления глауконита, цеолита и кремнезема.

Приуроченность железорудных горизонтов к уровням залегания основных вулканитов, а также вблизи рифтовых зон приводит к выводу о связи между рудопроявлением и рифтовым вулканизмом.

Рудосодержащие отложения по простиранию замещаются глауко-нитсодержащими (Николаева, 1967). Причем наиболее железистые разновидности глауконитов отмечаются в зоне выклинивания оолитовых руд. Т. И. Гурова (1959, 1960) в осадках чехла Западно-Сибирской плиты по различным признакам выделила три разновидности глауконита, распределение которых определяется расстоянием от древней береговой линии. Наиболее железистый глауко-нит встречается вблизи этой линии, проходящей вдоль зон локализации железных руд. С удалением от берега железистость глауконита уменьшается.

Исследования строения железистых оолитов и типоморфных особенностей глауконита показали, что ядрами оолитов и некоторых железистых глауконитов часто служат хлоритизированные и замещенные гидрогетитом шлаковые и эффузивные обломки, вулканическое стекло и осколки кварца. Хлоритизированное или глауко-нитизированное стекло иногда содержит микролиты полевых шпатов. Некоторые из этих зерен похожи на гиалокласты и глобулы лав, фрагментированных в подводных условиях. Нередко встречаются темноцветные минералы, преобразованные в гидроокислы железа и глауко-нит. С удалением от железорудной фациальной зоны ядра в глауко-нитах исчезают. Зерна глауко-нитов становятся более однородными и имеют микроагрегатное или микроволокнистое строение. Только в редких зернах сохраняются реликтовые угловатые очертания стекла. По-видимому, большинство из них образовано из коллоидов, синтезированных из веществ, вынесенных гидротермальными растворами, и отчасти за счет разложения витро- и гиалокластике. Такое латеральное изменение глауко-нитов подобно распределению рыхлых продуктов извержений. Вблизи вулканов отлагаются преимущественно лито-кластический и резургентный материал, а в удаленных зонах преобладает вулканическое стекло. В этом же направлении уменьшается валовое содержание железа.

Общезвестно, что глауко-ниты являются платформенными образованиями и возникают в период трансгрессии. Это обстоятельство объясняется тем, что оптимальные условия для образования глауко-нитов — это условия крайне замедленной седиментации, когда приносимые с суши продукты выветривания различных пород представлены в основном сильно химически разложенными и частично коллоидальными. Между тем, именно для платформенного этапа развития земной коры характерен щелочной базальтоидный вулканизм. В период трансгрессии платформенных морей и растяжения земной коры происходит раскрытие глубинных разломов, служащих подводными каналами для магматических расплавов и сопутствующих им эксгаляций, обогащенных железом, марганцем, фосфором и щелочами, в частности калием. Следует отметить, что как раз повышенное содержание марганца и фосфора является характерной особенностью оолитовых железных руд Западно-Сибирской низменности. Таким образом, образование глауко-нита в платформенном чехле плиты связано преимущественно с продуктами подводных и в меньшей степени наземных извержений, представленных, как уже выше указывалось, вулканокластикой, гиалокластами и коллоидальными растворами. Подобную схему образования глауко-нита, вероятно, можно распространять на многие платформенные глауко-нитовые осадки.

Изменение отложений от источников вулканогенного материала к центру седиментационного бассейна выражается в постепенной смене грубообломочных гиадокластитов и туфов, насыщенных коллоидальными образованиями железа с содержанием марганцовых и фосфатных минералов, глауконитовыми и туфогенными опоковидными глинистыми породами с включениями цеолитов и далее опоками и диатомитами. Образуется генетический ряд осадков, сформированных под воздействием вулканизма. Изменение состава вулканогенных продуктов по вертикали позволило выделить семь (восемь?) фаз вулканизма, каждая из которых начиналась излиянием основного расплава и заканчивалась формированием толщ кислой вулканокластике. В соответствии с литолого-фациальными особенностями платформенный чехол Западно-Сибирской плиты подразделяется на семь крупных комплексов — осадочных серий (Казаринов, 1969), которые по времени формирования соответствуют выделенным фазам вулканизма (15—20 млн. лет). Такой же продолжительности циклы определены при изучении периодичности развития локальных структур плиты (Завгородний, 1971).

ЛИТЕРАТУРА

Гурова Т. И. О глауконитовых формациях третичных и верхнемеловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Труды СНИИГГИМС, Новосибирск, 1959, вып. 1.

Гурова Т. И. Глауконитовые формации эоценовых отложений западной части Западно-Сибирской низменности.— Труды СНИИГГИМС, Новосибирск, 1960, вып. 10.

Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962.

Дзоцендзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.

Завгородний А. Л. Периодичность развития локальных структур Прикаспийской впадины и Западно-Сибирской плиты в мезо-кайнозойское время.— Труды Ин-та геол. и геоф. М-во геологии СССР (г. Гурьев), 1971, вып. 2.

Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1963.

Казаринов В. П. Рудные этажи.— В кн.: Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969.

Комарова М. З. Об интрузии гранитоидов в Норильском районе.— «Геология и геофизика», 1968, № 5.

Куликов П. К., Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Магадан, Магаданское кн. изд-во, 1971.

Лисицына Н. А., Дворецкая Н. А. Литологический профиль через северо-западную котловину Тихого океана.— «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 4.

Николаева И. В. Бакcharское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск, «Наука», 1967.

Перозно Г. Н., Прозорлович Г. Э., Казанский Ю. П. Гейландит из мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности.— Труды СНИИГГИМС, Новосибирск, 1961, вып. 14.

Перозно Г. Н., Мандрикова Н. Т. Протодоломиты Сибири и их генезис.— ДАН СССР., М., 1971, т. 199, № 4.

Пронин А. А. Верхнепалеозойский и мезозойский вулканизм Урала в свете новых данных.— В кн. Вопросы вулканизма. М., изд-во АН СССР, 1962.

Процветалова Т. Н., Лагутенкова Н. С. О следах вулканической деятельности в отложениях неокома Западно-Сибирской низменности.— Изв. вузов, геол. и разв., 1968, № 10.

Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская плита.— В кн.: Тектоника нефтеносных областей, т. II. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Саркисян С. Г., Процветалова Т. Н. Некоторые петрографические особенности битуминозных аргиллитов марьяновской свиты (Западно-Сибирская низменность).— Изв. вузов, геол. и разв., 1964, № 2.

Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты.— Доклады советских геологов. МГК. Разд. IV. М., «Наука», 1968.