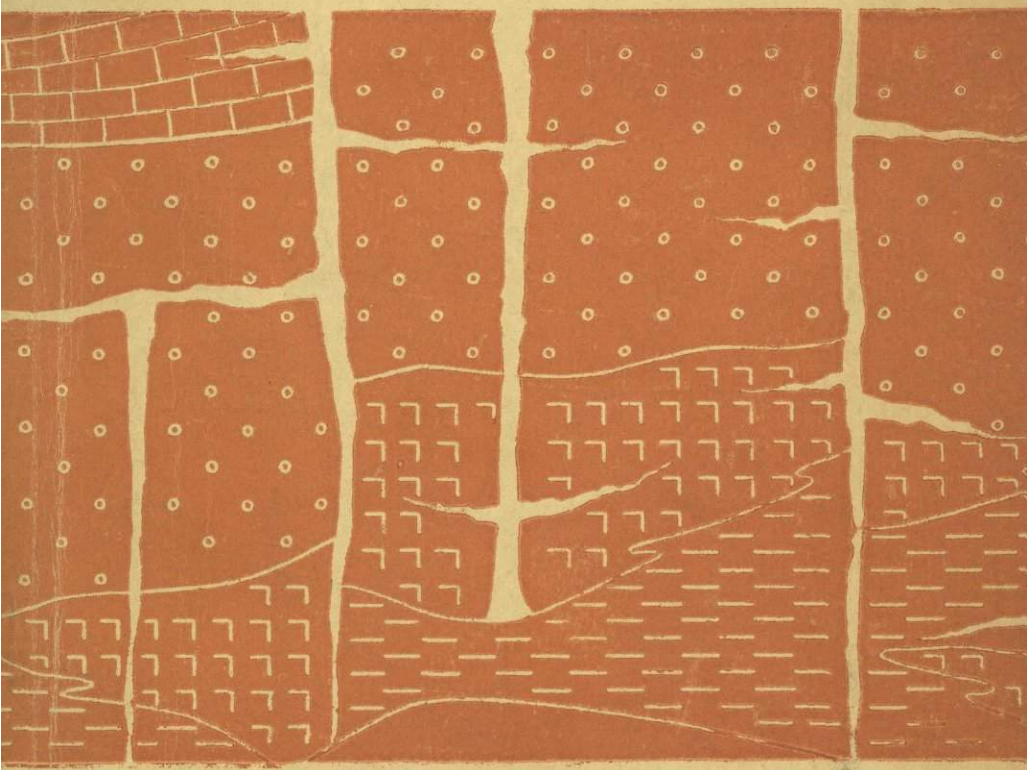
В. Г. ДОМЫШЕВ

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ, ТРАППОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОКА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

551.21+551.24

В. Г. ДОМЫШЕВ

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ, ТРАППОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОКА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Ответственный редактор
чл.-корр. АН СССР М. М. Одинцов

984

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск, 1974

Институт геологических наук
Библиотека

УДК 551; 551.21; 551.24

В монографии изложены результаты многолетних комплексных литолого-стратиграфических и структурно-фациальных исследований. Установлено трехчленное строение позднепалеозойско-раннемезозойской вулканогенной толщи и дана ее полная литолого-петрографическая характеристика. Общие фациальные признаки отдельных горизонтов вулканогенных пород положены в основу литолого-палеогеографических схем.

Структурно-тектонические построения для юго-востока Тунгусской синеклизы базируются на анализе морфологии структурных форм, разрывной тектоники и форм интрузивных тел в совокупности с геофизическими материалами. В результате проведенного исследования выявлены поисковые признаки на некоторые виды магматогенных и гидротермальных полезных ископаемых, а также наиболее общие особенности распространения их в пределах рассмотренного региона.

Работа рассчитана на широкий круг геологов-съемщиков, геологов-поисковиков, работающих в областях развития древних вулканогенных образований, и научных работников.

Д $\frac{20804-709}{055(02)-74}$ 560—74

©Издательство «Наука», 1974.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вопрос о генезисе палеовулканической формации и тектоническом развитии Тунгусской структурно-вулканической зоны привлекал и привлекает внимание исследователей Сибири. И это понятно, ибо от решения данного вопроса во многом зависит правильное понимание истории геологического развития центра Сибирской платформы в позднем палеозое — раннем мезозое и эффективное решение практических задач, связанных с поисками полезных ископаемых. Поэтому автор ставит своей целью объяснить генезис раннемезозойских вулканогенных образований и геолого-тектоническое развитие юго-восточной части Тунгусской палеовулканической области в связи с тектоно-магматической активизацией Сибирской платформы.

Основными геологическими формациями, принимающими участие в строении рассматриваемого региона, являются осадочные палеозойские отложения, позднепалеозойско-раннемезозойские вулканогенные и интрузивные образования. Эти разные генетические комплексы находятся в весьма сложных взаимоотношениях, что в совокупности с плохой обнаженностью и изученностью пород создает определенные трудности в реконструкции структурно-тектонических и палеогеографических условий периодов их накопления. Значительный объем и обширные площади распространения принадлежат вулканогенно-осадочным и вулканокластическим породам.

Ввиду специфичности состава и сложности геологического и тектонического строения вулканогенной толщи до настоящего времени нет установившегося мнения о ее происхождении. Кроме того, долгое время не было единой методики изучения древних пирокластических толщ, что обусловило появление разных толкований о типах пород и их стратификации.

Широко развернувшиеся в последнее десятилетие поисково-съемочные, геофизические и тематические работы далеко продвинули решение этих вопросов и определили область развития пород траповой формации как одну из наиболее перспективных

на поиски железных руд, исландского шпата, полиметаллов и других полезных ископаемых.

Полевые наблюдения в сочетании с аналитическими данными позволили выявить некоторые закономерности изменения отдельных литолого-фациальных горизонтов вулканогенных отложений как в вертикальном, так и в латеральном ряду. Несмотря на литологическую изменчивость, фациальные горизонты представляют собой геологические тела на уровне свит и подсвит, отвечающие определенным этапам мезозойского вулкано-тектонического цикла.

Рассматривая генезис палеовулканической формации, автор устанавливает зональные дифференцированные движения на фоне общего воздымания Тунгусского бассейна, в отличие от предыдущих исследователей, связывавших накопление вулканогенных пород либо с воздыманием, либо с общим погружением. Дифференцированные тектонические движения способствовали образованию складчато-глыбового структурного плана и заложению вулканически активных зон. Продукты вулканических извержений в значительной мере транспортировались в зоны погружения. Вулканическая деятельность носила пульсационный характер при общем нарастании от позднепермского времени к триасовому и завершилась компенсационными опусканиями обширных участков, сопряженных главным образом с зонами разломов глубокого заложения.

В результате палеоструктурного и фациального анализов автором установлены некоторые закономерности размещения таких полезных ископаемых, как железные руды и исландский шпат, генетически связанные с постмагматической деятельностью и контролируемые разрывными структурами.

Автор непосредственно участвовал в изучении юго-востока Тунгусской синеклизы с 1960 по 1966 г. и глубоко признателен геологам Иркутского геологического управления К. П. Волковой и В. М. Фоминой за многолетнее содружество в работе, а М. М. Одинцову, Б. М. Владимирову, С. М. Замараеву, С. Ф. Павлову за ценные советы при подготовке работы к изданию.

К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ВЗГЛЯДЫ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

История вопроса, очень интересная, хотя нередко противоречивая, охватывает период со второй половины IX в. до настоящего времени.

Трапповый вулканизм, проявившийся в огромных масштабах в центральной и северо-западной частях Сибирской платформы, так же как и на многих других древних платформах, имеет свои особенности и связан с определенными стадиями тектонической жизни платформы в целом. Литолого-фациальное разнообразие типов вулканогенных пород, сложное строение толщи и отсутствие сохранившихся типичных вулканических построек вызвало и вызывает у многих исследователей различные суждения о происхождении туфов.

На самом раннем этапе геологических исследований Восточной Сибири М. Козицкий в 1844 г. впервые описал туфогенные отложения в бассейнах Ангары (ниже Братска), Илима и в верхнем течении Катанги (Подкаменной Тунгуски), отнесенных по своему происхождению к эффузивно-вулканическим образованиям.

В 1865 г. А. Павловский (1873) провел геологические исследования в Вилюйском крае, результатом которых явился ряд работ, в одной из них автор указывал на наличие в низовье р. Чоны кратера потухшего вулкана с застывшей лавой по бокам.

Большой вклад в изучение геологии пород туфогенной толщи Восточной Сибири внес А. Л. Чекановский (1896), исследовавший их почти на всем протяжении р. Нижней Тунгуски.

В связи с изучением железорудных месторождений в Братском районе К. И. Богданович (1895) получил наиболее ценные материалы. Автор дал подробное описание пирокластических образований — туфов и траппов, отнеся их к жерловой фации, и установил вулканическую природу пород, вмещающих руды Ангаро-Илимского района, построив все основные выводы исходя из активности интрудирующих масс траппов.

Годом позже П. К. Яворовский (1898), проводивший маршрутные исследования по р. Ангаре (от Братских порогов до устья), высказал противоположное мнение о происхождении туфов, отнеся их к туфоподобным осадочным образованиям каменноугольного возраста, сформировавшимся из интрузивных тел.

Наиболее полные и комплексные исследования в области развития пород палеовулканической трапповой формации были начаты после Великой Октябрьской социалистической революции С. В. Обручевым (1932). В его сводной работе, не потерявшей своей ценности до наших дней, освещены основные вопросы стратиграфии и тектоники Тунгусского бассейна. Туфогенные породы, описанные им как туффиты, представляют собой структурные разновидности от переполненных крупными обломками вулканических брекчий до почти чистых песчаников. Широко развитые в пределах бассейна интрузивные и пластовые траппы связываются им с послетуфовой фазой магматизма. С. В. Обручев затронул вопросы кинематики внедрения траппов на фоне погружения Тунгусского бассейна. При этом автор придавал большое значение сбросам большой амплитуды.

Интересна новая в те годы точка зрения С. А. Докторовича-Гребницкого (1931) о метасоматическом изменении и минерализации силурийских осадочных пород и траппов в зонах нарушений в районе Ангаро-Илимских железорудных месторождений. Автор отрицал вулканическую природу вмещающих пород, связав их происхождение с процессами восходящих гидротермальных растворов. С. А. Докторович-Гребницкий впервые указал на дифференциацию в трапповых телах юга Сибирской платформы.

Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1934), обработавшие каменный материал С. В. Обручева, собранный в юго-восточной части Тунгусского бассейна, впервые дали детальное петрографическое описание пород туфогенной толщи, выделив в ее составе структурно-минералогические разновидности пород: брекчиевидные, псаммитовые и пелитовые. При этом они отметили определяющую роль вулканогенного материала. При характеристике лапиллиевого туфа названные авторы обратили внимание на зональное строение отдельных лапиллей, что служит доказательством их эксплозивного происхождения.

Весьма ценна крупная монография В. С. Соболева (1936). Наряду с общими выводами по петрологии траппов бассейна среднего течения р. Нижней Тунгуски, он высказал предположение о вулканической природе некоторых трапповых тел и указал на пирокластическое происхождение туфогенных пород. Разбирая вопрос о пространственном развитии траппов, В. С. Соболев пришел к выводу, что основная масса их приурочена к краевым частям Тунгусского бассейна, что позднее некоторыми геологами было принято за основу при тектонических построениях.

Важнейшим доказательством наличия аппаратов центрального типа в юго-восточной части Тунгусской синеклизы явились обнаруженные в бассейне р. Илимпеи вулканические кратеры

(Одинцов, Труфанова, 1948). При исследовании было установлено типичное для извержений строение: внутрикратерные части выполнены афанитовыми и мелкозернистыми диабазами, к внешним склонам примыкают толщи туфобрекчий. По мнению авторов, базальтовая магма была обогащена летучими компонентами, локализация которых на этих участках обусловила прорыв и выброс пирокластов.

В 50-е годы в связи с поисками железорудных месторождений изучение траппового вулканизма значительно расширилось.

Итоги работ, проведенных до начала 1955 г. на громадной площади развития пород триасового возраста в южной и восточной частях Тунгусской синеклизы, были обобщены А. П. Трофановой (1957), Г. А. Кузнецовым (1957) и С. Ф. Павловым (1957) при составлении геологической карты. Нижнетриасовые отложения, выделенные под названием туфогенной свиты, были впервые расчленены А. П. Трофановой по литологическим признакам на три подсвиты (снизу): илимпейско-чуньскую; лимптэканско-чичиканскую; таймурскую. Общая мощность туфогенной свиты 500—600 м. Кроме того, определен триас нерасчлененный — туфолавовая толща, залегающая выше и сложенная лавовыми покровами с прослоями туфов мощностью 150 м. Из пород траповой формации описаны интрузии оливиновых долеритов, образующие согласные и пологосекущие тела, дайки, штокообразные и лакколитообразные тела. Эффузивные долерит-базальты представлены в центральной части покровами и жерловыми фациями. Возраст пород траповой формации устанавливается в широком диапазоне — от верхнепермского до нижнеюрского.

Большой вклад в изучение Тунгусской структурно-вулканической зоны и связанных с нею полезных ископаемых внес М. М. Одинцов (1957, 1962). Он установил, что характерной особенностью Сибирской платформы явилось заложение и развитие в конце палеозоя — начале мезозоя структурно-вулканической зоны Тунгусского бассейна со специфическим ходом тектогенеза, осадконакопления и вулканизма. Формирование зоны шло под знаком чередования фаз сжатия (опускания) и расширения (воздымания) литосферы в условиях преобладающего поднятия вещества из глубинных зон земной коры, что нашло выражение в массовом внедрении основной магмы сибирских траппов, ультраосновной магмы с кимберлитами, маймечитами и т. п.

Общими вопросами тектоники траппового вулканизма Сибирской платформы занимался П. Е. Оффман (1954; Оффман, Новикова, 1959). В результате проведенных им работ в центральной и юго-восточной частях Тунгусской синеклизы (бассейн Подкаменной Тунгуски) детализировано строение туфогенной толщи. П. Е. Оффман, исходя из геолого-структурных особенностей туфогенных пород, различает два генетических типа туфов — трубочные и внетрубочные; кроме того, он выделяет и дает полное описание кривляковской группы вулканических трубок на р. Подкаменной Тунгуске и трубок Сильгиш и Горевая на

р. Нижней Тунгуске, которые, по его мнению, дали основную массу вулканогенного материала.

В результате многолетнего изучения древних вулканических образований в Катангском районе М. Ф. Кузнецов предложил классификацию и методику их картирования (Кузнецов, 1953, 1959). Эта классификация выглядит следующим образом: 1) лавокластические — породы, образовавшиеся в результате раскаленных и полуостывших вулканических выбросов; 2) пирокластические — породы, возникшие вследствие накоплений остывших вулканических выбросов. Среди них выделяются породы, сформировавшиеся в аэральных и субаэральных (покровные и пизолитовые туфы, а также в аквальных условиях (туффиты); 3) туфоиды — породы, развившиеся в результате размыва пирокластических пород, которые, по существу, являются нормально-осадочными. Автор настоящей монографии в 1960—1966 гг. в составе партий Иркутского геологического управления и Института земной коры СО АН СССР исследовал строение и вещественный состав туфогенных пород, условия их накопления и особенности тектонической структуры юго-востока Тунгусской синеклизы.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАЗВИТИИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА

Современная структура центральной части Сибирской платформы и фациальные комплексы пород, слагающие верхнепалеозойско-раннемезозойский структурный этаж, свидетельствуют о весьма сложной и интенсивной тектонической жизни. Тектоническая активизация платформы и связанные с нею процессы траппового вулканизма и магматизма протекали в несколько этапов. Развитие крупных структурно-тектонических форм и складчато-разрывных дислокаций пермо-триасового структурного этажа рассматриваемой части платформы, как будет показано ниже, тесно связано с глубинными магматическими процессами, строением кристаллического фундамента платформы и активизацией региональных внутриплатформенных структурных швов.

Литературный материал, касающийся данного вопроса, очень богат и изобилует различными точками зрения, поэтому автор вынужден ограничиться лишь той его частью, которая наиболее обоснована и общепринята. Основная литература посвящена главным образом особенностям развития центральной части платформы в верхнем палеозое — раннем мезозое, т. е. периоду тектонической активизации с проявлением траппового вулканизма. Сделанные большинством исследователей тектонические построения для рассматриваемой части Сибирской платформы так или иначе связаны с базальтовым магматизмом (Левинсон-Лессинг, Гинберг, Дилакторский, 1932; Солоненко, 1949; Одинцов,

1953, 1958; Павловский, Флоренсов, 1951; Лурье, Обручев, 1955; Лурье, Масайтис, 1960; Оффман, 1959; Косыгин, 1957; Страхов, 1964; Гоньшакова, 1961; Павловский, 1964, и др.).

На ранних тектонических схемах Сибирской платформы область распространения пород верхнего палеозоя и вулканогенных образований раннего триаса была объединена в Тунгусский угленосно-туфовый бассейн (Обручев, 1932).

Одновременно с выходом обобщающей работы С. В. Обручева по Тунгусскому бассейну, появилась теория Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (Левинсон-Лессинг, Гинберг, Дилакторский, 1932), принимавшего непосредственное участие в изучении южной части трапповой области (Тулун-Удинский район). Он выдвинул положения, объясняющие условия массового проникновения базальтовой магмы в верхний структурный ярус платформы. Представления Ф. Ю. Левинсона-Лессинга сводятся к следующему: 1) трапповая магма пришла в движение под давлением неравномерно опускающихся фрагментов бассейна; 2) согласно теории гидростатистического отслаивания, магма под действием дислокационного напора вначале проникает по глубинным трещинам вверх, но ввиду целостности и прочности вышележащих масс вертикальные движения сменяются горизонтальными с образованиями крупных интрузий; 3) в процессе погружения подошвы горизонтальных интрузий возникают ослабленные зоны, по которым отслаиваются осадочные формации и отдельные свиты. Последующие порции жидкой магмы проникают в образовавшиеся сводные пространства в верхних горизонтах слоистых толщ. При этом автор отводит магме роль пассивно внедряемой массы в условиях погружения. Далее эту теорию развил В. П. Солоненко.

В. П. Солоненко (1949), принимая во внимание исходные положения теории гидростатистического отслаивания в условиях опусканий, высказал иную точку зрения на процессы массового излияния основной магмы на Сибирской платформе. По мнению В. П. Солоненко, магматический цикл начался с интенсивных извержений центрального типа на фоне восходящих движений магмы и общего поднятия центральной части платформы. Дальнейшее воздымание и растяжение привело к смене эксплозивной деятельности спокойным излиянием лав. Утратив основную энергию, эффузивный магматизм перешел в интрузивный. После завершения эффузивного траппового магматизма, по представлениям автора, произошло заложение депрессий по периферии платформы вследствие оттока магмы под платформу.

На тектонической карте Н. С. Шатского (1932), которая, по существу, является первой подробной картой тектонического районирования всей Сибирской платформы, область развития траппового вулканизма выделяется как Тунгусская впадина, или синеклиза, развивавшаяся в течение верхнего палеозоя и мезозоя. Позднее, в 1947 г., определяя характер дислокаций платформы, Н. С. Шатский указывает на флексуры и ступени, осложняющие

крылья прогнутых синеклиз, которые всегда параллельны контурам выступающих массивов кристаллического фундамента.

В 1953 г. М. М. Одинцов для области накопления туфогенно-эффузивных образований и проявлений траппового вулканизма ввел новое понятие — Тунгусская структурно-вулканическая зона, которая прошла в своем развитии ряд последовательных этапов.

Автор настоящей работы склонен придерживаться при освещении общих вопросов тектоники термина «синеклиза» как основной струтурной единицы платформы. Понятие «структурно-вулканическая зона» вполне сочетает в себе как элемент тектоники, так и генетическую характеристику ее заполнителя, что при наших исследованиях также приемлемо.

Основные принципы тектонического районирования, выдвинутые Н. С. Шатским, позднее были значительно конкретизированы в работах А. Д. Архангельского (1941), М. М. Одинцова (1957), П. Е. Оффмана (1959) и др.

Существующая единственная в настоящее время тектоническая карта центральной части Сибирской платформы П. Е. Оффмана довольно подробно отражает историю тектонического развития в течение раннего мезозоя. П. Е. Оффман, приняв за основу тектонические построения Д. А. Туголесова (1952) по нижнепалеозойскому структурному плану Сибирской платформы, считает, что структуру Сибирской платформы к началу верхнего палеозоя определял огромный Катангский свод, который с началом мезозойского тектоно-магматического цикла был вовлечен в опускание с распадом на ряд наложенных синеклиз. П. Е. Оффман пришел к выводу, что зоны сочленения синеклиз с остаточными антеклизами являются местами наиболее интенсивного проявления вулканизма, отраженного в концентрации трапповых тел. Формирование мезозойского структурного плана и проявление траппового вулканизма П. Е. Оффман рассматривает на фоне только нисходящих движений, что вызывает возражение у большинства исследователей, работавших в области развития пород трапповой формации. В частности, наши данные в значительной мере противоречат этому положению.

Как видно из вышеизложенного, в настоящее время существуют разные точки зрения на тектоническое развитие Тунгусского бассейна. В. П. Солоненко (1949), М. М. Одинцов (1953, 1958), В. И. Гоньшакова (1958) и Т. Н. Спижарский (1955) связывают внедрение базальтовых масс с растяжением земной коры на фоне преобладающего поднятия, а Е. В. Павловский (1964), Н. А. Флоренсов (Павловский, Флоренсов, 1951), Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (Левинсон-Лессинг, Гинберг, Дилакторский, 1932) и другие — с погружением Тунгусской синеклизы.

Петролого-геологические исследования по трапповому магматизму и вулканизму в пределах Сибирской платформы также не дают однозначного решения вопроса о связи тектоники и магматизма, времени и характере его проявления.

А. П. Лебедев (1955) на основании морфологии и характера залегания трапповых тел подразделяет магматизм на следующие фазы: мощные пластовые интрузии; мощные дайки, штоки и лакколиты; мелкие жильные и неправильные тела; мощные эффузии, создавшие лавовый комплекс.

М. Л. Лурье и В. А. Масайтис (1960, 1966) выделили несколько этапов магматической деятельности. Наиболее древнее проявление магматизма относится к раннекаледонской фазе (дайки, пластовые тела габбро-диабазов Патомского нагорья). На средне-верхнепалеозойском этапе образовались кислые туфы Кемпендяйского района в Якутии. Нижнемезозойский, собственно платформенный, этап, начало которого относится к верхнему палеозою, проявился наиболее интенсивно в нижнем триасе. В этот период образовались ультраосновные и щелочные породы Маймеча-Котуйского района и кимберлиты. С магматическими образованиями этого этапа связано наибольшее количество месторождений полезных ископаемых различного генезиса.

М. М. Одинцов (1958) несколько иначе трактует развитие магматизма Сибирской платформы. Применительно к территории Тунгусской структурно-вулканической зоны им установлена следующая стадийность: 1) пермская подготовительная фаза с первыми значительными гипабиссальными внедрениями; 2) триас — начальная фаза — растяжение и растрескивание земной коры в условиях преобладания восходящих движений, расколы и трещинные излияния в ослабленных зонах, извержения центрального типа и аккумуляция пирокластических толщ с образованием месторождений исландского шпата; 3) фаза недифференцированных интрузий — некоторое ослабление движений, сохранение целостности коры, внедрение недифференцированных пластовых интрузий, практически безрудных; 4) фаза дифференцированных интрузий базальтовой магмы со значительной гидротермальной деятельностью — образование основной массы полезных ископаемых: меди, никеля, полиметаллов, железных руд и исландского шпата; 5) фаза ультраосновных интрузий (преддайковая) — поднятие наиболее глубоких магматических масс (интрузии ультраосновных и щелочных пород в более ослабленных зонах и кимберлитовые диатремы вне этой зоны), гидротермальная деятельность и автометаморфизм кимберлитов — образование месторождений карбонатитов и алмазов; 6) заключительная фаза цикла — дайки и малые недифференцированные интрузии. В юре проявилась завершающая фаза мезозойского тектоно-магматического цикла — маломощные дайки траппов.

Обобщив материалы по петролого-геологическим особенностям пород трапповой формации в рассматриваемом районе, В. И. Гоньшакова (1961) сделала вывод о закономерностях размещения их в геологических структурах и характере связи с ними магнетитового оруденения. По данным В. И. Гоньшаковой, специфика строения юго-восточной части платформы обусловила преимущественное развитие здесь дайковых и пластовых тел

траппов, причем каждая из структур отличается своими особенностями размещения и механизмом внедрения трапповых интрузий. Для областей со слабо дислоцированным платформенным чехлом и расположенным близко к поверхности кристаллическим фундаментом типично развитие дайковых тел, приуроченных к многочисленным дизъюнктивным нарушениям. Часть платформы, относящаяся к краевому прогибу со значительной мощностью осадочного чехла и особым типом складчатости, обладает иным характером размещения траппового вулканизма: здесь развиты главным образом межформационные пластовые интрузии, внедрившиеся по границам отделов нижнего палеозоя. В интенсивно дислоцированных породах нижнего палеозоя пластовые тела траппов отсутствуют. В областях, где осадочный чехол слабо дислоцирован и относительно маломощен, траппы распространены значительно шире. Определяющие факторы механизма трапповых тел — геологическое строение, давление при внедрении трапповой магмы и ее активность, вызывающая в одних случаях раздвигание и выкручивание слоев вмещающих пород, в других — расплавление и ассимиляцию. Трапповый магматизм, по мнению В. И. Гоньшаковой, проявлялся в промежутке от нижнего кембрия до нижней юры включительно, при этом имело место пять тектоно-магматических фаз: раннекаледонская, позднекаледонская, раннегерцинская, позднегерцинская и мезозойская. Наиболее мощной была мезозойская фаза магматизма.

ОБЩАЯ СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Как известно, по поводу истории развития Сибирской платформы издавна шли оживленные споры ввиду ее сложного геологического и тектонического строения. Неоднозначное решение некоторых вопросов геологической истории объясняется слабой геолого-геофизической изученностью центральной и северо-западной частей.

Наши представления о глубинном строении юго-востока Тунгусской синеклизы, расположенной в центральной части Сибирской платформы, основываются на анализе современных точек зрения и новых геолого-геофизических данных.

Основные положения о развитии структуры кристаллического фундамента Сибирской платформы были сформулированы Н. С. Шатским (Шатский, 1932; Архангельский, Шатский, 1933) и нашли всеобщее признание. Эти положения сводятся к следующему. Цоколь платформы относительно мест его поднятий в об-

рамлении на огромном пространстве погружен на значительную глубину. Фундамент платформы образован в результате архейской и протерозойской складчатостей, т. е. является гетерогенным.

Подобное, издавна существующее понятие классической структуры древних платформ, развиваемое как известными русскими (Шатский, 1932; Архангельский, 1941; Белоусов, 1962; Шейнманн, 1959, и др.), так и зарубежными учеными (Ирдли, 1964; Кинг, 1961, и др.), было подвергнуто сомнению Н. П. Васильковским и А. А. Предтеченским (1964), высказавшими предположение о полном или частичном отсутствии континентальной (гранитной) коры под Тунгусской синеклизой. По их мнению, гетерогенность фундамента выражена в сохранении реликтов коры океанического типа, существующих наравне с зонами развитой континентальной коры (Анабарский и Алданский архейские щиты). Тунгусская синеклиза отнесена к области распространения базальтовой коры. Такое предположение вызвало бурную критику у всех исследователей Сибирской платформы, некоторые указали на его недостаточную аргументацию (Лазько, Кирилюк, 1967).

Имеющийся геолого-геофизический материал позволяет детализировать строение кристаллического фундамента платформы под Тунгусской синеклизой. Несмотря на недостаточную изученность, в настоящее время известен ряд карт глубин залегания фундамента, составленных Э. Э. Фотиади (1961), И. Н. Бойцовой и Ю. Г. Старицким (1965), К. А. Савинским (1964), Г. Г. Рempелем и В. К. Пятницким (1967). Следует заметить, что, хотя карты и отличаются друг от друга степенью детальности, принципиальных различий они не имеют. За основу тектонических построений автором данной работы приняты две последние.

Отличительная особенность карты, составленной Г. Г. Рempелем и В. К. Пятницким (рис. 1),— большая детальность для центральной и северо-западной частей платформы. В рамках интересующей нас территории детализация строения фундамента выражена в выделении структур второго порядка: валов, куполов и прогибов. Выделенные Г. Г. Рempелем и В. К. Пятницким Муторайский и Южно-Чуньский валы, Чадобецкий и Ванаварский купола, а также Чемдальско-Чуенгинский прогиб отражены в верхнем структурном ярусе осадочного чехла (P_2—T_1). Глубины залегания фундамента в юго-восточной части синеклизы колеблются от 2,5 до 6 км. Однако в глубоких впадинах, таких, как Туринская и Канско-Тасеевская, они сильно занижены — до 5—6 км (по сравнению с данными К. А. Савинского и других, которые дают глубины до 8 км).

Структурная карта фундамента Сибирской платформы, составленная К. А. Савинским (1964), основывается на большом материале региональных геофизических и геологических исследований и данных глубокого бурения. В общих чертах глубинное

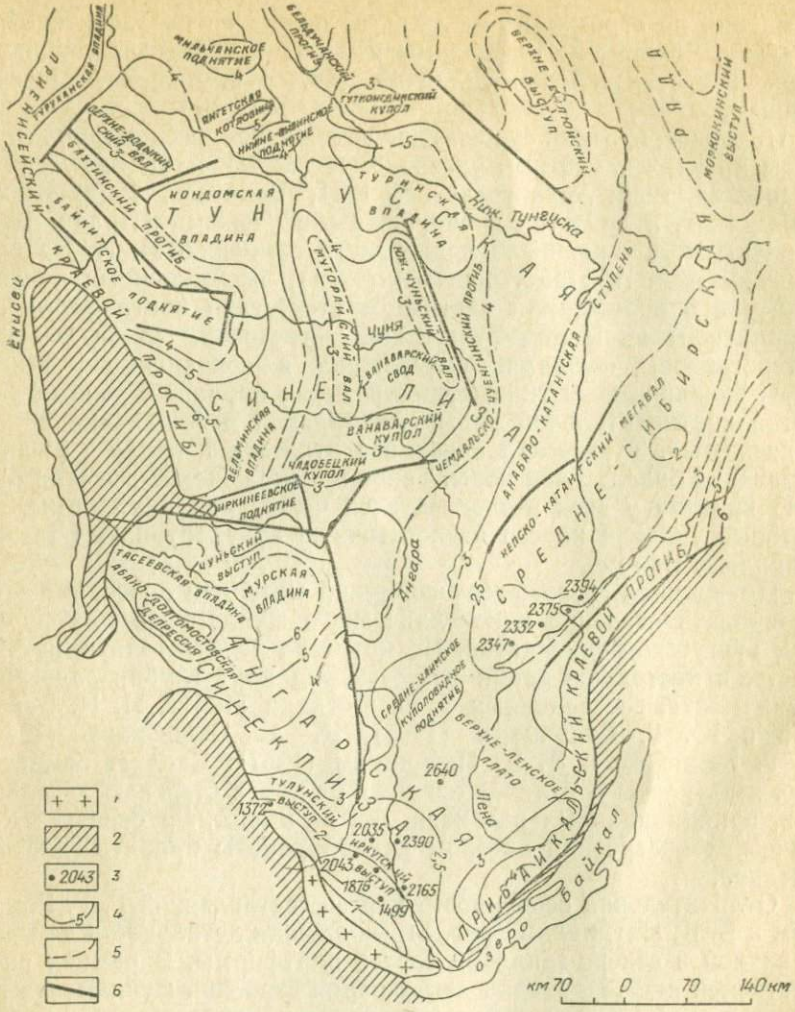


Рис. 1. Карта глубин залегания фундамента в юго-западной части Сибирской платформы (по Пятницкому и Ремпелю, 1967).

1 — выступы архея; *2* — складчатое обрамление платформы; *3* — глубины залегания фундамента по скважинам; *4* — достоверные изогипсы рельефа фундамента; *5* — предполагаемые и полукилометровые изогипсы; *6* — разломы.

строение платформы показано на схеме основных элементов геофизических полей, которые отражены в структурах чехла первого порядка (антеклизы, синеклизы, впадины). На этой схеме хорошо фиксируется гравитационная ступень, ограничивающая Тунгусскую синеклизу от Ангаро-Ленского прогиба, проходящая широкой полосой вдоль ее юго-восточного борта.

Основным результатом обработки геолого-геофизических материалов названными авторами явилась структурная карта

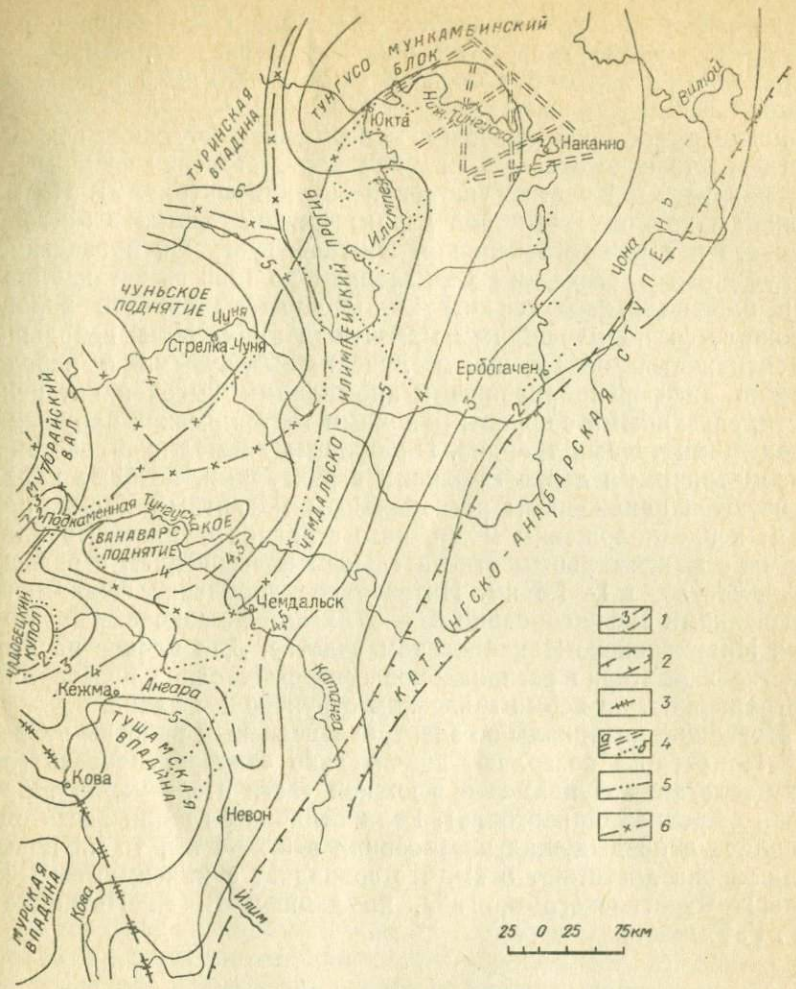


Рис. 2. Рельеф фундамента платформы юго-восточной части Тунгусской синеклизы (составил автор по материалам В. К. Пятницкого, Г. Г. Рем**пеля, К. А. Савинского и новым геофизическим данным Восточно-Сибирского геофизического треста).**

1 — изогипсы рельефа фундамента; *2* — зона Ангаро-Вилюйского разлома; *3* — Ангаро-Ковинский разлом; *4* — разломы (*а* — установленные по геологическим данным; *б* — предполагаемые); *5* — осевая часть Чемдальско-Илимпейского прогиба; *6* — предполагаемые глубинные разломы.

поверхности дорифейского фундамента Сибирской платформы, на которой четко вырисовываются крупные тектонические формы, отраженные в современной структуре осадочного чехла. Разбирая вопрос о рифейском этапе развития платформы, они пришли к выводу, что в рифее к западу от стабильной Средне-Сибирской антеклизы располагалась не менее крупная область опускания, охватывающая территорию современных Тунгусской

и Тасеевской синеклиз. Глубины залегания фундамента в пределах юго-востока Тунгусской синеклизы, по их данным, колеблются от 3—3,5 км в бортовой части до 4—4,5 км в Тушамской впадине.

Геолого-геофизические работы последних лет дают возможность внести некоторые уточнения в карту строения фундамента рассматриваемой части Тунгусской синеклизы (рис. 2). По материалам крупномасштабной аэромагнитной съемки в бассейне среднего и верхнего течения р. Нижней Тунгуски, проведенной Иркутским геологическим управлением до 1965 г., устанавливается блоковый характер структуры фундамента. Это хорошо фиксируется по площадным магнитным аномалиям небольшой интенсивности, обрамленным линейно-вытянутыми и нередко сложно дифференцированными аномалиями высокой интенсивности, связанными с крупными зонами тектонических нарушений и секущими телами траппов. Площадные аномалии в сочетании с изометричными депрессионными структурами, которые характеризуются пониженным региональным магнитным полем, приводят к предположению мозаичного строения фундамента платформы с максимальным относительным превышением в рельефе фундамента до 1—1,5 км. Интенсивное дробление фундамента геофизиками зафиксировано вдоль Ангаро-Вилюйского разлома и на Инаригдинско-Наканновском участке. Для блоков на этом участке характерно региональное северо-восточное простирание и отраженность в пермо-триасовом структурном плане.

Новейшие материалы по электроразведочным работам в Среднем Приангарье позволяют значительно откорректировать глубину залегания фундамента в южной части исследуемой территории (Среднее Приангарье). Если величины глубин здесь оценивались в предыдущих построениях в 3,5—4 км, то по новым данным они достигают 5 км, что совпадает с максимумом Чемдальско-Чуенгинского прогиба, по данным В. К. Пятницкого и Г. Г. Ремпеля.

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЙ ЧЕХОЛ

На юго-востоке Тунгусской синеклизы в строении осадочного чехла участвуют отложения, начиная от верхнего протерозоя до нижней юры (включительно) с выпадением из разреза осадков девона. Сведения о составе и строении других (Cm—S) толщ весьма отрывочны, а в пределах вулканогенного поля почти полностью отсутствуют. Поэтому существование некоторых из них приходится предполагать по косвенным признакам (обломкам пород в туфах) и общей геологической ситуации. Достаточно уверенно можно говорить о строении древних толщ в зоне Непских дислокаций, прилегающей к Тунгусской синеклизе с юго-востока, и по некоторым участкам на юго-западной окраине (Чадобецкое поднятие, Сользаводской блок).

Формирование осадочно-вулканогенного чехла в изученных смежных с Тунгусской синеклизой районах распадается на несколько этапов: рифейский и нижнепалеозойский, верхнепалеозойский, позднепалеозойский, раннемезозойский (пермо-триасовый) и мезозойский (юрский), соответствующие определенному характеру тектонического режима в прошлом платформы и слагающие определенные современные структуры в ее теле.

Трудно судить о наборе мощности чехла ввиду отсутствия глубоких скважин во внутреннем поле синеклизы. По геофизическим данным, она составляет 3,5—5 км.

Рифей и нижний палеозой. Выходы рифейских отложений ограничены небольшим пятном в ядре Чадобецкого поднятия. Представлены они алевролитовыми сланцами, кварцевыми песчаниками и известняками, которые, как установили А. С. Хоментовский (1945), М. Н. Благовещенская (1959, 1960) и другие, имеют большое сходство с одновозрастными породами Иркинеевского выступа восточной окраины Енисейского кряжа, отличаясь лишь слабой степенью дислоцированности и метаморфизма.

Мощная серия позднедокембрийских (вендских) и нижнепалеозойских отложений, выполняющих Иркутский амфитеатр и всю северо-восточную часть Ангаро-Ленского прогиба, залегает на древнем протерозойском фундаменте платформы (Твердохлебов, 1962). Литература об особенностях их строения и характере литолого-фациальных изменений обширна (Никифорова, 1955; Занин, 1964; Жарков, 1963, 1966; Замараев, 1967; Чечель, Исакова, Василевский, 1968, и др.).

984

В непосредственной близости от южной и юго-восточной окраин Тунгусской синеклизы породы кембрия, ордовика и силура изучены по глубоким скважинам, пробуренным в Братске, Заярске, Нижне-Илимске, Илимске, севернее с. Марково и в деревнях Карелиной и Хребтовой.

Отложения нижнего кембрия представлены главным образом сульфатно-галогенно-карбонатными породами и только внизу терригенными и терригенно-карбонатными, выделяемыми в мотскую свиту. Галогенно-карбонатная часть расчленяется на четыре свиты (снизу вверх); усольскую, бельскую, булайскую и ангарскую. Усольская свита в основном сложена пластами каменной соли с прослоями доломитов и ангидритов. Бельская свита в отличие от усольской менее соленасыщена, имеет сульфат-карбонатный состав (доломиты, известняки, ангидриты). Булайская свита доломитовая. Разрез нижнего кембрия завершается ангарской свитой, представленной доломитами и известняками с прослоями каменной соли.

Литвинцевская свита среднего кембрия, довольно хорошо обнаженная в ядрах Непских складок, имеет кремнисто-карбонатно-доломитовый состав со слабой степенью засоления осадков. Данные бурения указывают на значительное увеличение мощности свиты к Тунгусской синеклизе.

Геологический институт СО АН СССР Библиотека

Верхоленская свита верхнего кембрия карбонатно-песчано-глинистого состава также широко распространена в зоне Непских дислокаций. На западной окраине синеклизы ей соответствует нижняя часть эвенкийской свиты (Жарков, 1966).

Отложения ордовика, распространенные на значительной площади по периферии южной и юго-восточной окраин Тунгусской синеклизы, участвуют в строении Непских складок и Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры, а также в виде отдельных пятен наблюдаются во внутреннем поле синеклизы. По своему стратиграфическому подразделению (Никифорова, 1955) в перечисленных районах неполные разрезы ордовикских пород расчленены на ярусы и свиты, состав и строение которых широко освещены в литературе.

Во внутреннем поле синеклизы (бассейн р. Северной Чуни) автор данной работы изучал несколько обнажений известняков, относимых к нижнему силуру (?) (Труфанова, 1957; Дав, 1955). Эти выходы представлены серыми мелко-среднезернистыми известняками, нередко переходящими в ракушняковые. Ископаемая фауна мшанок и остракод, собранная автором и определенная Т. А. Фаворской и Г. Р. Колосницыной, позволяет отнести эти известняки к мангазейскому ярусу среднего ордовика.

Силурийские терригенные отложения, завершающие разрез нижнепалеозойских пород, известны под названием кежемской и ярской свит.

Следует заметить, что вопрос о составе и строении нижнепалеозойских отложений в пределах внутреннего поля Тунгусской синеклизы остается далеко не решенным. Учитывая некоторое сокращение соленасыщенности нижнекембрийских отложений в направлении от центральных районов Ангаро-Ленского прогиба к юго-восточной окраине Тунгусской синеклизы, автор присоединяется к мнению С. М. Замараева (1967) о существенно доломитово-карбонатном составе нижнепалеозойских толщ в пределах синеклизы.

Верхний палеозой. Этот качественно новый этап в истории развития Сибирской платформы характеризуется стабильным континентальным режимом осадконакопления. Терригенно-угленосные отложения разделяются на свиты (снизу вверх): тушамскую (C_1), катскую (C_{2-3}), бургуклинскую (P_1) и стрелкинскую (P_2).

Тушамская свита повсеместно залегает на размытых горизонтах нижнего палеозоя. Преимущественно песчаниковый состав свиты с прослоями аргиллитов и линз внутриформационных конгломератов хорошо выдерживается по южной и юго-восточной окраинам синеклизы (мощность 0—162 м).

Катская свита залегает на тушамской со скрытым стратиграфическим несогласием и сложена серыми и темно-серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами каменного угля (мощность 0—128 м).

Бургуклинская свита с постепенным литологическим переходом располагается на породах катской свиты. Состав ее по срав-

нению с нижележащими более пестрый — песчаники, алевролиты с маломощными прослоями и линзами сидеритов, гравелитов и конгломератов, реже туфов (мощность 0—125 м).

Стрелкинская свита развита во внутренних районах синеклизы. Преобладающий песчаниковый состав, светло-серый тон окраски и угленосность — ее отличительная особенность (мощность 0—150 м). В последние годы принято расчленять стрелкинскую свиту на две: пеляткинскую (низ) и дегалинскую (верх).

Поздний палеозой — ранний мезозой ознаменовался мощной эффузивно-эксплозивной и интрузивной деятельностью основной магмы, связанной с тектонической активизацией платформы. Юго-восточная часть синеклизы стала областью проявления траппового вулканизма и последовавшего за ним магматизма.

Вулканогенная толща позднепермско-триасового возраста имеет пестрый литолого-фациальный состав при сравнительно небольшом минеральном разнообразии. В строении толщи устанавливаются три крупных макроритма, отвечающих различным стадиям регионального вулканизма: зарождение (начальные взрывы); максимум эксплозивной деятельности; затухание вулканизма. Первому макроритму соответствуют вулканогенно-осадочные отложения тутончанской свиты, второму и третьему — две подсвиты корвунчанской свиты. Этот этап является предметом всестороннего рассмотрения в работе.

Мезозой. Накопление нижнеюрских осадков в пределах исследованного района связано с возникновением Ангаро-Вилюйского прогиба, наложенного на юго-восточную окраину Тунгусской синеклизы. При геологических исследованиях в Ангаро-Ковинском и Ангаро-Катангском междуречьях породы выделялись под названием водораздельных галечников укугутской свиты. В бассейнах рек Малая и Большая Ерема, Тетея и в верховье р. Чоны юрские осадки выделены в чайкинскую свиту, преимущественно песчано-глинистого состава, сохранившуюся в Эдучанской, Поливинской, Чульской, Чулаканской и других впадинах, сопряженных с зоной Ангаро-Вилюйского глубинного разлома.

Предполагаемая мощность пород вулканогенно-осадочного чехла (V—J), по геофизическим данным, в пределах рассматриваемой территории 3,5—5 км.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Позднепалеозойско-раннемезозойские вулканогенные отложения на Сибирской платформе распространены весьма широко и принимают участие в строении центральной, северо-западной и юго-западной ее частей (включая интрузивный трапповый комплекс). В пределах Тунгусской структурно-вулканической зоны

(Одинцов, 1953) вулканогенные породы образуют мощный (свыше 1000 м) чехол, перекрывающий отложения верхнего палеозоя, а на некоторых участках и нижнего палеозоя.

В рассматриваемом регионе изучению доступен далеко не полный объем туфогенной толщи, представленный главным образом продуктами эксплозивной деятельности. Разрез включает нижнюю и среднюю части толщи. Верхняя туфолавовая часть толщи, слагающая обширные площади в центральных районах синеклизы, на юге и юго-востоке отсутствует. При расчленении вулканогенной толщи юга Тунгусской синеклизы нами принят метод регионального прослеживания литолого-фациальных горизонтов по простиранию с учетом генетических типов пород и данных биостратиграфии.

Анализ типа осадков, макрофлоры, спорово-пыльцевых комплексов и наблюдения автора над взаимными переходами отдельных горизонтов туфогенной толщи дают основание считать, что она формировалась ритмично, в резко меняющихся фациальных условиях.

Автором, как и предыдущими исследователями, за основу фациально-стратиграфического разделения пород приняты внешние литологические признаки и текстурно-структурные особенности, главным из которых дается описание.

На первый взгляд вулканогенная толща туфов выглядит монотонно. Однако при детальном изучении и прослеживании по простиранию в ней хорошо различается слоистость трех типов:

1) тонкая параллельная слоистость, присущая устойчивым водным бассейнам, выраженная в смене вещественного состава слойков, цвета и нередко плотности, зависящей от состава и типа цемента. Отдельность в породах с такой слоистостью обычно тонкоплитчатая и листоватая по ровным плоскостям. Этот тип слоистости характерен для вулканогенно-осадочных пород — туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов;

2) грубая слоистость, часто переходящая в косую, генетически связанная с временными водными потоками и локальными размывами. Литологическая ритмичность в этом случае выражена слабее. Обычно она фиксируется по увеличению или уменьшению количества грубообломочного материала в основании слоев. В литологически однообразных пачках туфов эта слоистость обнаруживается по наличию отдельных линз других разновидностей и согласной с ними отдельности. Такой тип слоистости наблюдается на участках, удаленных от мест развития агломератовых брекчий и ксенотуфов, и прослеживается либо на больших площадях (покровные туфы), либо в виде крупных линз, представляющих участки аккумуляции продуктов переотложения и конусы выноса;

3) грубая перисто-линзовидная слоистость, напоминающая массивную косую, обусловлена, на наш взгляд, движением грязевых потоков, периодичностью взрывов, составом и размером пирокластических обломков. Этот тип слоистости свойствен фа-

циям агломератных брекчий и разнообломочных ксенотуфов, в которых на фоне общих падений ясно вырисовывается линзообразное строение. Линзы представляют собой гранулометрические разности туфов, различающиеся по цвету и размерам и обычно срезающие друг друга по простиранию. Отдельность в таких туфах приспосабливается к линзообразному строению толщи. Грубая слоистость часто хорошо выражена вследствие гравитационного распространения обломочного эруптивного и пирокластического материала. В большинстве случаев глыбы и обломки, почти лишенные механической обработки, дают скопления в основании отдельных крупных линз.

Этот важный факт в строении вулканогенной толщи в сочетании с составом и структурными особенностями слагающих пород служит прямым показателем фациальных условий ее накопления; все это дало возможность автору выделить ряд литолого-фациальных комплексов и на этой основе провести палеоструктурный и палеогеографический анализы (Домышев, 1965, 1968б).

Перейдем к описанию особенностей геологии и состава вулканогенных пород.

Позднепалеозойско-раннемезозойские отложения на юге и юго-востоке Тунгусской синеклизы представлены вулканогенно-осадочными образованиями, для которых принято трехчленное деление (рис. 3; снизу вверх): тутончанская свита (P_2—T_1); корвунчанская свита (T_1). В последнюю входят нижняя (нижнекорвунчанская) и верхняя (верхнекорвунчанская) подсвиты.

Объемы свит и их литологический состав значительно изменяются по простиранию. Обоснование возраста пород сделано преимущественно по макрофлоре и спорово-пыльцевым комплексам с учетом структурных соотношений и литолого-фациальных особенностей.

Тутончанская свита. Породы тутончанской свиты находятся в самом низу туфогенной толщи. До 1956 г. свита выделялась под названиями южночуньского (Файнштейн, 1948) и илимпейского (Труфанова, 1957) горизонтов в составе туфогенного отдела. Работами последних лет значительно уточнены возраст и границы свиты, а также выяснены фациальные ее изменения по простиранию. Петрографический состав, текстурные и структурные особенности пород позволяют выделять ее и прослеживать на больших площадях.

Породы тутончанской свиты широко распространены в бассейнах рек Нижняя Тунгуска, Чуня, Таймура и Подкаменная Тунгуска (ниже Ванавары). К югу от последней породы сохранились от размыва только в отдельных впадинах. Свита здесь сложена вулканогенно-осадочными породами: туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, пепловыми пизолитовыми туфами и на локальных участках гравийными туфами и вулканокластитами. Преобладают в разрезе туффиты и пепловые пизолитовые туфы. Роль туфопесчаников и туфоалевролитов, как правило, увеличивается в приконтактовых зонах с верхнепалео-

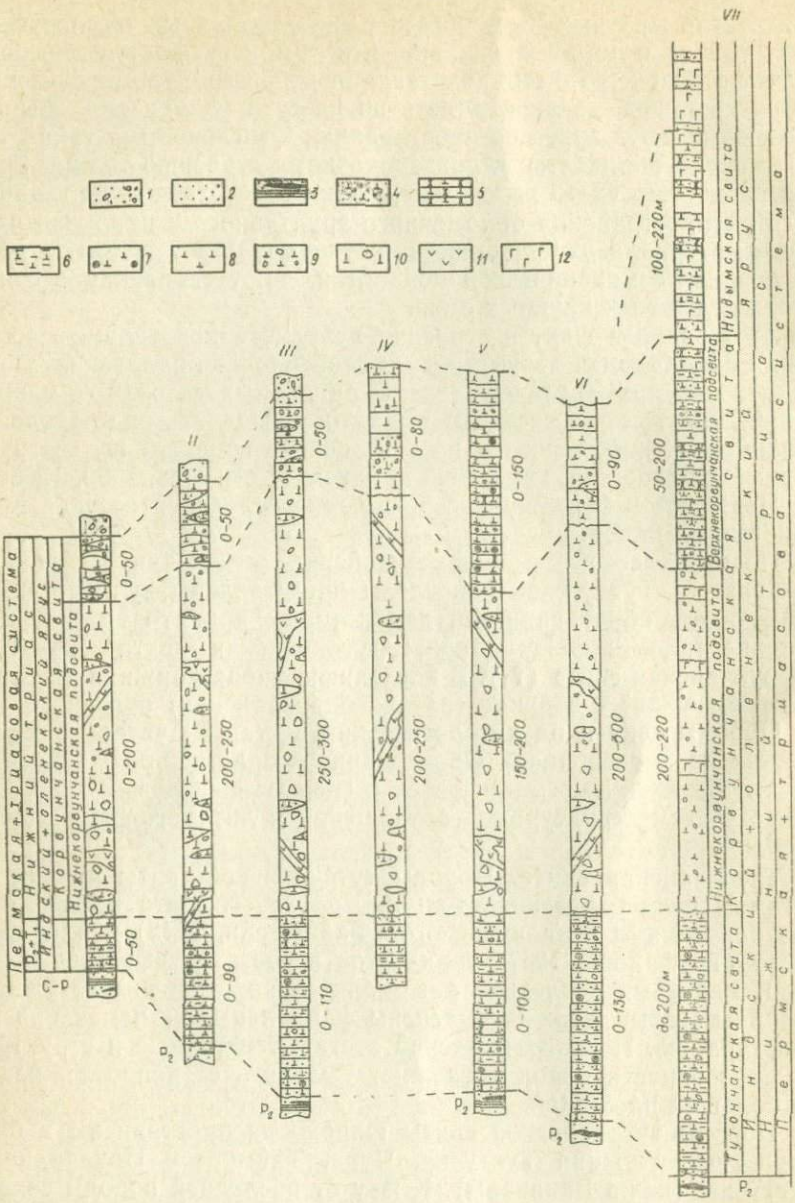


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов осадочно-вулканогенных отложений юго-востока Тунгусской синеклизы (составил автор).

Бассейны рек: *I* — Ангары; *II* — Катанги; *III* — среднего течения Нижней Тунгуски; *IV* — Тунгусско-Илимпейского междуречья; *V* — Илимпеи; *VI* — Чуни; *VII* — сводный разрез центрального района Тунгусской синеклизы; *1* — песчано-галечные отложения; *2* — песчаники; *3* — угленосные песчаники и алевролиты; *4* — туффиты; *5* — туфопесчаники; *6* — туфоалевролиты; *7* — пизолитовые туфы; *8* — пепловые туфы; *9* — мелкообломочные ксенотуфы и туфобрекчии; *10* — агломератные туфобрекчии; *11* — интрузивные траппы; *12* — покровы базальтов.

зойскими отложениями. Незначительное место занимают туфогравелиты и мелкообломочные туфы в виде линз и невыдержанных по мощности прослоев. Заметно, что огрубение материала в них идет снизу вверх по разрезу, что создает известные трудности на некоторых участках прогибов в отбивке верхней границы свиты.

Породам тутончанской свиты свойственна четко выраженная нередко тонкая слоистость, мелкозернистая и мелкообломочная структура, пизолитовая текстура и довольно хорошая сортировка и механическая обработка кластического материала.

По петрографическому составу в вулканогенно-осадочных породах тутончанской свиты различаются две группы пород, обладающих разными структурами: витрокристаллокластическая (туфопесчаники, туфоалевролиты) и витролитокристаллокластическая (туффиты). В туфопесчаниках и туфоалевролитах основная масса (свыше 50%) состоит из окатанных в разной степени зерен кварца и полевых шпатов, иногда обломков древних метаморфических пород. Остальную часть породы составляют резко угловатые обломки вулканического происхождения. Вулканогенный материал представлен в основном хлоритизированным вулканическим стеклом, реже витро- и гиалобазальтами.

Вторая группа туфогенно-осадочных пород (пепловые пизолитовые туфы, туфогравелиты) характеризуется алевритово-псаммитовой или псефитовой витролитокластической структурой. В отличие от первой, в этой группе пород наблюдается обратное соотношение терригенной и пирокластической частей: содержание кварца и полевых шпатов резко уменьшается, а обломков вулканического происхождения увеличивается до 80—100%. Различия между этими разновидностями вулканогенно-осадочных пород проявляются не только в вещественном составе, но и во внешних признаках. Среди пизолитовых пепловых туфов встречаются мелкопизолитовые (0,3—0,6 см) и крупнопизолитовые (0,6—1,2 см) разности. Для туфогравелитов характерна грубая, но ясно выраженная слоистая текстура и желтовато-серая пятнистая окраска. Пепловые и пизолитовые туфы, в отличие от всех других разностей, имеют серый и темно-серый цвет. Цементация пород слабая. Более полное описание литологических и петрографических особенностей пород приведено ниже.

В наиболее полном объеме тутончанская свита распространена в центральной части синеклизы, а по направлению к окраинам наблюдается резкое сокращение мощности, вплоть до полного выклинивания и смены фациального состава ее.

При геологических исследованиях автор особое внимание уделял характеру взаимоотношений и особенностям строения базальных слоев тутончанской свиты с подстилающими отложениями верхнего палеозоя.

Большинство геологов, работавших в пределах Тунгусского бассейна, отмечали перерыв между временем завершения диагенеза верхнепалеозойских осадков и временем формирования ту-

фогенных образований (Обручев, 1932; Лурье, Обручев, 1955; Труфанова, 1957; Павлов, 1957, и др.).

Взаимоотношения пород тутончанской свиты с подстилающими породами весьма сложные. На одних участках наблюдается постепенный переход от нормально-осадочных пород к эффузивно-осадочным образованиям; на других последние залегают с размывом на различных горизонтах верхнепалеозойской толщи без углового или с угловым несогласием; наконец, отмечены случаи тектонического контакта между теми и другими (рис. 4).

Мощность свиты, как уже указывалось, очень невыдержанная и колеблется от 0 до 200 м. В 1962 г. автор (Домышев, 1965) установил увеличение ее мощности при удалении от горстообразных поднятий в сторону прогибов. В настоящее время этот факт подтверждается картировочным бурением в бассейне р. Нижней Тунгуски на участке Никанно — Инаригда. Чтобы показать характер переслаивания туфогенно-осадочных пород рассматриваемой свиты в разрезе и фациальные замещения их по простиранию, приведем описание обнажений, изученных в бассейне рек Чуня, Южная Чуня, Илимпея, Нижняя и Подкаменная (Катанга) Тунгуска и Ангара.

Наиболее полные и стратотипические разрезы тутончанской свиты исследованы в долинах нижнего течения р. Южной Чуни, в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски (ниже с. Ванавара) и в бассейне р. Нижней Тунгуски (выше с. Юкта).

На правом берегу р. Южной Чуни в 2 км ниже устья рч. Хаворкикта обнажены угленосные отложения верхней перми и туфогенно-осадочные породы тутончанской свиты. Пермскими осадками сложено ядро небольшой антиклинальной складки с падением крыльев до 8°. Они представлены песчано-алевролитовыми отложениями с четырехметровым пластом каменного угля в основании, максимальная видимая мощность около 10 м. На осадочных породах с постепенным переходом залегают отложения тутончанской свиты.

Базальные слои тутончанской свиты в данном обнажении представлены туфопесчаниками и туфоалевролитами, второстепенное место занимают мелкозернистые песчаники с небольшой примесью пирокластического материала, туффиты и пизолитовые туфы. Мощность переходной пачки 8—10 м.

Туфопесчаники серые, мелкозернистые, слабослюдистые, тонкослоистые, с ровными плоскостями наслоения, участками с мелкими пизолитами. Мощность прослоев 0,3—0,5 м. Песчаники разнозернистые и более светлой окраски. Туфоалевролиты обладают тонкоплитчатой отдельностью, нередко со значительным скоплением пизолитов. Среди туффитов отмечаются прослои темно-серых пизолитовых туфов. Для всех разновидностей пород характерна примесь углистого растительного детрита и иногда наличие по плоскостям наслоения знаков ряби.

Породы, залегающие выше переходной пачки, представляют собой толщу, состоящую из переслаивающихся туффитов, пеп-

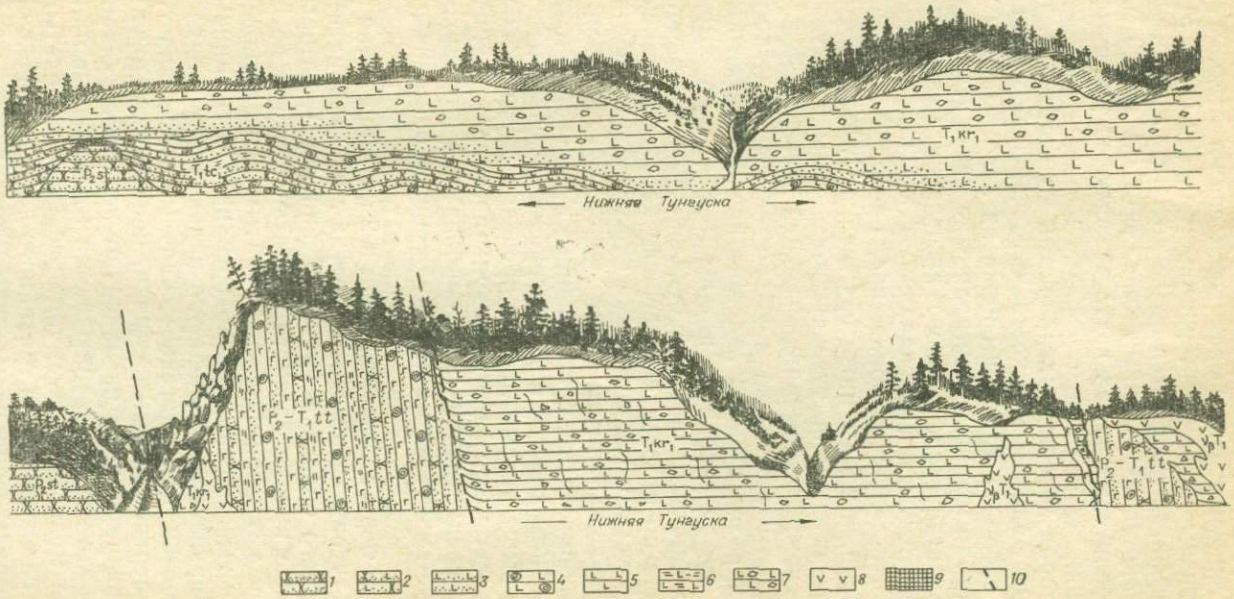


Рис. 4. Соотношения различных горизонтов вулканогенной толщи с верхнепермскими отложениями.

ловых и пизолитовых туфов, реже туфопесчаников и туфоалевролитов. Преобладают в разрезе туффиты.

Туффиты разнозернистые, полимиктовые, с характерным желтоватым оттенком и ясно выраженной слоистостью. Участками они переполнены пизолитами размером 0,4—0,7 см. Мощность прослоев туффитов колеблется от 0,3 до 1 м, а других разновидностей вулканогенно-осадочных пород — от 0,1 до 0,3 м. В пепловых и пизолитовых туфах часто отмечаются шаровые формы выветривания.

Разрез пород хорошо выдержан как по вертикали, так и по простиранию. Видимая мощность тутончанской свиты в этом обнажении около 50 м, в 2 км ниже на левом берегу Южной Чуни ее видимая мощность составляет не менее 95—100 м.

Примером стратиграфического несогласия между породами тутончанской свиты и подстилающими верхнепермскими отложениями может служить обнажение, расположенное на левом берегу р. Чуни, в 2,5 км ниже с. Стрелка-Чуня. Здесь туфогенно-осадочные отложения тутончанской свиты ложатся с размывом на угленосные песчаники верхней перми. Плоскость контакта неровная и наклонена к северо-западу под углом до 70°. В основании разреза свиты залегает пачка осветленных туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов с ясно выраженной слоистостью, иногда с шаровой отдельностью. Мощность пачки 4—5 м. Выше по разрезу осветленные породы постепенно сменяются туффитами и пизолитовыми туфами серого цвета с желтоватым оттенком, типичным для пород тутончанской свиты. Породы тонкоплитчатые, с постепенными переходами от мелкозернистых разновидностей к более грубообломочным.

Как уже выше указывалось, в пределах внутренних районов синеклизы имеет место залегание вулканогенно-осадочных пород на древних среднеордовикских карбонатных породах. Яркий пример тому — изученные нами обнажения в бассейне р. Северной Чуни.

На правом берегу Северной Чуни в 2 км выше устья рч. Акукан породы тутончанской свиты залегают на карбонатных отложениях среднего ордовика (мангазейский ярус), которые обнажаются в виде куполообразного поднятия высотой до 5 м. Известняки серые, темно-серые, с розоватым или зеленоватым оттенком, слоистые, плотные, очень крепкие. По трещинам вертикального направления наблюдается халькопирит в виде налетов и тонких корочек. Вулканогенно-осадочные отложения тутончанской свиты перекрывают известняки, повторяя элементы их залегания. В разрезе свиты преобладают пепловые вулканомиктовые туфы, среди которых наблюдаются маломощные линзы туффитов. Туфы мелкозернистые, темно-серые, с буроватым оттенком, иногда со скоплениями гравийного пирокластического материала. Непосредственно на неровной поверхности известняков туфы имеют линзовидное строение и очень пеструю окраску: шоколадно-коричневую, пепельно-серую и мучно-белую. Мощность

пестроокрашенной пачки по простиранию невыдержанная и достигает 3 м. В приконтактовой зоне тутончанская свита пронизана двумя наклонными реоморфическими жилами, содержащими кремнистые известняки, аналогичные нижележащим.

В рассматриваемом обнажении виден тектонический контакт между тутончанской и корвунчанской свитами. Плоскость контакта наклонена к юго-востоку под углом 45—50°. Вдоль контакта как в одной, так и в другой свите отмечаются трещиноватость, следы скольжения, сильное прокаливание и слабая кальцитовая минерализация.

Второй участок с подобным строением изучен по рч. Люгляне (правый приток р. Северной Чуни) в 4 км от устья. В пойме и в основании надпойменной террасы обнажены пластовая интрузия долеритов с зональным строением. Верхняя часть интрузии, на которой развивалась четвертичная кора выветривания, сложена мандельштейнами с шаровой формой отдельности (мощность 0,5—0,7 м). Ниже по речке, в 70 м от выхода мандельштейнов, наблюдаются мелко-среднезернистые долериты со шлирами габбро-долеритов и афанитов. В средней части обнажения к месту флексурообразного перегиба интрузий приурочен выход серых мелкозернистых известняков, пронизанных маломощными инъекциями долеритов. Известняки в изобилии содержат хорошо сохранившиеся формы остракод и мшанок среднеордовикского возраста. О перерыве в осадконакоплении в верхнем палеозое свидетельствует выпадение из разреза пород пермской песчано-угленосной толщи, налегание отложений тутончанской свиты на нижнепалеозойские породы и наличие в туфогенно-осадочных породах тонких прослоев кремнисто-карбонатного состава.

В долине р. Подкаменной Тунгуски породы тутончанской свиты установлены от с. Чемдальск до урочища Кривляки. На этом участке, протяженностью более 600 км, есть несколько разрозненных обнажений, главным образом низов тутончанской свиты. Состав пород и характер переслаивания их в разрезе такие же, как и в долине р. Чуни. Только ниже с. Ванавара, в базальном горизонте тутончанской свиты, наблюдается скопление валунов и гальки, состоящих из пепловых и пизолитовых туфов, что не отмечалось в чуньских разрезах. Размер валунов колеблется от 10 до 20 см в диаметре. Темно-серый цвет их создает пятнистую окраску на желтом фоне туффитов и туфопесчаников. Снизу вверх по разрезу количество валунов заметно сокращается.

На участке урочища Кривляки (юго-западный борт синеклизы) туфогенно-осадочные образования изучены в трех небольших блоках с падением пород в них к востоку и северо-востоку. Существенных изменений в составе и строении свиты здесь не наблюдается.

Выше с. Ванавара и бассейна р. Тэтэрэ (среднее и верхнее течение р. Подкаменной Тунгуски) отложения тутончанской свиты повсеместно подвержены глубокому предкорвунчанскому раз-

мыву, поэтому видимая мощность ее здесь редко превышает 20—30 м. Есть участки, где свита полностью размыта и на верхнепалеозойских осадках залегают непосредственно вулканокластические образования нижнекорвунчанской подсвиты. Выходы пород свиты обычно приурочены к мелким антиклинальным складкам.

В бассейне р. Ангары (среднее течение) подобная картина наблюдается почти повсеместно. Литолого-стратиграфическим аналогом тутончанской свиты здесь служит нижняя часть (40 м) разреза вулканогенных пород, вскрытого скважиной № 11 в Едарминском грабене. Разрез свиты представлен пачкой мелкозернистых пепловых туфов темно-серого цвета с линзочками туффитов. Слабо выраженная слоистость, плохая сортировка и механическая обработка материала говорят о слабой роли процессов переотложения.

Туфогенно-осадочные породы тутончанской свиты развиты и на юго-восточной окраине синеклизы, в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски (участок с. Ербогачен — устье р. Илимпеи), а также по р. Илимпее. Выходы пород свиты в долинах рек из-под более молодых вулканогенных образований корвунчанской свиты приурочены к антиклинальным структурам и поднятым тектоническим блокам, в которых мощность ее достигает 100 м и более (Домышев, 1968). По мере приближения к юго-восточной окраине Тунгусской синеклизы значительную роль в разрезе свиты начинают играть грубослоистые туфогравелиты с линзовидными прослоями, обогащенными галькой и валунами, состоящими из собственно тутончанских пород.

Кроме перечисленных литологических особенностей строения тутончанской свиты в целом надо отметить некоторые типичные структурно-геологические черты ее. По сравнению с подстилающими осадочными породами и перекрывающими вулканокластическими образованиями туфогенно-осадочные отложения свиты имеют пологоволнистое залегание, часто с широко развитой сетью реоморфических жил песчаников, иногда известняков (в зависимости от состава подстилающей толщи), приуроченных, как правило, к крупным флексурообразным перегибам.

Корвунчанская свита стратиграфически лежит выше тутончанской. Ее площадь охватывает почти всю Тунгусскую синеклизу (исключая северо-восточную часть). Название свиты дано по месту первых исследований и сборов остатков фауны и флоры — р. Корвунчан (левый приток р. Нижней Тунгуски, близ западной окраины синеклизы). По данным Л. М. Шорохова (1933), Б. В. Ткаченко (1941) и других свита сложена разнообразными по составу пирокластическими породами, отличающимися невыдержанностью фациального состава как по простиранию, так и в разрезе. Среди них распространены преимущественно базальтовые агломератовые туфобрекчии, разнообломочные пепловые туфы и ксенотуфы, в меньшей мере туффиты. Следует заметить, что в корвунчанскую свиту были включены и туфогенно-

осадочные образования, залегающие в ее низах. Позднее, при проведении более детальных поисково-съемочных работ, корвунчанская свита была расчленена на две подсвиты, а в 1956 г. нижнюю подсвиту выделили в самостоятельную стратиграфическую единицу под названием тутончанской свиты.

Фактический материал, собранный после 1956 г., позволяет вновь разделить корвунчанскую свиту на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижнекорвунчанская подсвита. В пределах рассматриваемого региона нижняя подсвита, по существу, является литологическим аналогом ее стратотипа на р. Корвунчан. Она довольно мощным плащом (до 300 м и более) перекрывает туфогенно-осадочные образования тутончанской свиты и отложения верхнего палеозоя. Возникнув в результате эксплозивной деятельности и накапливаясь в условиях пересеченного рельефа, унаследованного от регионального верхнетутончанского размыва, нижняя подсвита значительно варьирует в своей мощности.

Вулканокластические и пирокласто-осадочные образования, выделяемые в нижнюю подсвиту,— яркий пример древних вулканических толщ. Несмотря на резкие фациальные переходы, которые можно часто наблюдать даже в отдельно взятых обнажениях, вулканогенные породы сохраняют свой генетический характер на больших площадях.

Смена генетических типов пород, их структурные и текстурные особенности находятся в тесной зависимости от мест расположения и характера проявления вулканических выбросов. Поэтому по простиранию наблюдается как постепенная, так и резкая литолого-фациальная изменчивость отдельных горизонтов подсвиты и генетических типов пород вплоть до обратного их соотношения. На это указывали А. П. Труфанова, М. В. Кузнецов, С. Ф. Павлов, Г. Х. Файнштейн и другие геологи, проводившие в 1949—1953 гг. мелкомасштабную геологическую съемку.

При прослеживании пород подсвиты по простиранию устанавливаются некоторые общие закономерности фациальных замещений, позволяющие на данной стадии изученности выделить не менее двух структурно-фациальных зон:

1) зону с преобладанием аккумулятивных процессов в пониженных участках палеорельефа, отвечающую, на наш взгляд, стабильному погружению (фация покровных осадочно-пирокластических пород);

2) зону интенсивной эксплозивно-экструзивной деятельности — главного поставщика пирокластического и эруптивного материала (жерловая и околожерловая фации).

Каждой из этих зон свойственны определенные типы и состав пород со специфическими структурными и текстурными признаками.

Фация покровных осадочно-пирокластических образований выделяется по характерным литологическим признакам: мелко-

обломочной структуре, грубой косой и перистой слоистости и слабой сортировке обломочного материала. Литологический состав представлен в основном мелкообломочными, гравийными и пепловыми туфами. Подчиненное значение имеют крупнопизолитовые туфы и туффиты. В составе всех разновидностей пород фации превалирует кластический материал эксплозивно-эруптивного происхождения, состоящий из обломков витро- и гиалобазальтов, реже вулканического стекла и микродолеритов.

В качестве второстепенной примеси к основной кластической части отмечаются обломки нормально-осадочных пород: углистых песчаников, алевролитов, угля и очень редко туфопесчаников. Форма обломков эксплозивного происхождения угловатая или со сглаженными углами.

Сравнительно хорошая механическая обработка и сортировка материала наблюдаются в гравийных туфах. Размеры обломков колеблются от 0,3 до 1—2 см, отдельные обломки достигают 5—7 см. Обычный цвет пород темно-серый с желтоватым или буроватым оттенками.

При прослеживании пород фации по простиранию установлены как резкие, так и постепенные переходы в другие фации.

Туфы и осадочно-пирокластические образования рассматриваемой фации имеют значительные поля в бассейнах среднего течения р. Нижней Тунгуски, среднего течения р. Подкаменной Тунгуски, р. Чуни (Южной и Северной), в меньшей степени развиты в Среднем Приангарье.

Вулканогенные образования данной фации формировались в зонах, значительно удаленных от центров выброса эксплозивного материала. О приуроченности этих зон к пониженным участкам рельефа и значительной роли процессов переотложения свидетельствуют линзы туффитов и пизолитовых туфов, а также локальные размывы. Мощные пачки (до 50 м) пепловых туфов говорят о больших массах выброшенного вулканического пепла, давших покровы туфов. Вулканогенные образования описываемой фации по способу накопления можно отнести к известной в литературе категории пород транспорт-туфов.

Мощность пород фации покровных туфов варьирует в больших пределах — от 50 до 300 м. Не исключена возможность наличия таких участков, где туфогенная толща сложена породами только этой фации. Почти повсеместно отложения фации сопряжены с выходами вулканогенно-осадочных пород тутончанской свиты.

Основные типы пород фации околожерловых пирокластических образований — агломератовые туфобрекчии, лапиллиевые туфы и ксенотуфы. Они локализуются в виде отдельных зон по всей территории Тунгусской синеклизы и слагают трубочные тела по ее окраине. По долинам рек эти породы образуют прекрасные скальные обнажения со столообразными и башенковидными формами выветривания. Для них характерно массивное сложение, грубая разнообломочная и нередко глыбовая струк-

тура, пестрый состав кластической части породы и весьма частые взаимные переходы одних типов пород в другие, что исключает возможность более дробного расчленения фации.

Обломочная часть пирокластических пород представлена вулканическими бомбами, лапиллями, эруптивными обломками базальтовой лавы и обломками осадочных пород. Основная часть пирокластических пород состоит из пеплового и эруптивного материала.

Вулканические бомбы редки и имеют формы, типичные для вулканов центрального типа: караваеобразную, уплощенную с вытянутыми углами, сферическую с шишковатой поверхностью и нередко скрученную. Состав их преимущественно витробазальтовый с пористой текстурой и корочкой закаливания.

Кроме того, туфобрекчии часто бывают переполнены шарообразными обломками долеритов со скорлуповатой концентрической отдельностью, которые ошибочно относят к вулканическим бомбам. Автором эти обломки отнесены к эруптивным, образовавшимся при дроблении интрузий траппов во время взрывов. Реже отмечаются округлые формы шлакоподобных образований кремнисто-карбонатно-цеолитового состава с зональным строением. Размеры шарообразных обломков колеблются от 5 до 50 см.

Эруптивные и эксплозивные обломки неправильной формы с острыми или сглаженными углами состоят из долеритовых порфиритов, афанитов, витробазальтов и мелкозернистых долеритов. Размеры их колеблются от 1 до 80 см. Лапилли имеют уплощенную или сферическую форму с шероховатой поверхностью. Состоят они в основном из витробазальтов и афанитов.

Обломки осадочных пород представлены крепкими окварцованными песчаниками, углистыми сланцами, каменным углем, кремнистыми известняками, мергелями и аргиллитами, реже туфопесчаниками. Размеры их изменяются от 1 до 20 см. Они неравномерно распределены среди пирокластического материала и лишены всяких следов механической обработки и сортировки. Наряду с угловатыми обломками пород встречаются гальки кристаллических сланцев, кварцитов, халцедона, гранитов и кислых эффузивов. Анализируя состав обломков в пирокластических породах, удается подметить некоторую закономерность в их распределении по площади и по фациям. Так, в бассейне р. Ангары в агломератных ксенотуфах резко преобладают обломки осадочных верхнепалеозойских пород и траппов, типичные вулканические бомбы в этом районе встречаются редко. В долине р. Катанги наряду с отмеченными породами значительную роль играют обломки окремненных карбонатных пород, вероятно, ордовикского возраста. Ксенотуфы, по существу, малоотличимы от описанных выше. Для них характерна сравнительно большая пестрота в составе кластической части, грубое линзовидное строение, отсутствие признаков агломератности (спекания) и слабая степень гидротермальной переработки. Линзообразное

строение и ориентировка крупных ксенолитов осадочных пород и траппов (до 6—7 м по длинной оси) свидетельствуют о перемещении вулканогенных масс в наземных условиях.

Примером сложных фациальных взаимоотношений вулканогенных пород может служить обнажение, расположенное в нижнем течении р. Илимпеи, в 4 км ниже устья рч. Крезав, протяженностью около 800 м. Здесь очень наглядно видны взаимные переходы от фации околожерловых агломератных туфов и ксенотуфов к фации покровных мелко- и среднеобломочных туфов с основной пепловой массой. В середине обнажения в виде древнего погребенного останца вскрываются пермские осадочные породы мощностью у верхнего края до 45—50 м, а у нижнего до 25—30 м. Отложения представлены преимущественно полимиктовыми слабо сцементированными песчаниками с прослоями крепких песчаников и углистых сланцев. В верхней части обнажения наблюдаются горелики песчаников кирпично-красного и мучно-белого цвета. В нижней части выхода не обнаруживается никаких следов термической обработки. Пермский останец (возможно, часть кальдеры вулкана) перекрывается мощной толщей вулканокластических пород, представленных грубообломочной агломератной туфобрекчией. По всей прилегающей к пермскому останцу зоне, особенно вблизи контактов, туфобрекчия массивного сложения спекшаяся и переполнена вулканическим материалом: бомбами, лапиллями, эксплозивными обломками основной магмы и обломками осадочных пород. Вулканические бомбы имеют типичные для вулканов центрального типа формы. Для пирокластов характерно отсутствие малейшей сортировки обломков, исключая скопления их в виде линз и шлейфов в приконтактовой зоне. Размеры обломков самые разнообразные, но не превышают 50—70 см в диаметре.

Спекшиеся агломератные туфобрекчии и ксенотуфобрекчии прослеживаются от нижнего контакта (считая по течению р. Илимпеи в радиальных направлениях) на расстоянии около 700 м. Состав и текстура их на всем протяжении сохраняются, но со значительным сокращением грубообломочного эруптивного материала, неравномерным распространением по всему разрезу вулканических бомб. Видимая мощность вулканокластических образований на данном участке 65—70 м. Исходя из состава, текстурных и структурных признаков туфов, можно сделать довольно уверенно вывод о том, что пирокласты формировались на месте вулканического выброса. От описанного участка в радиальных направлениях наблюдается сокращение грубообломочного пирокластического материала, вулканических бомб, вследствие чего туфы становятся более мелкообломочными, переходя в пепловые и приобретая при этом грубую отдельность в горизонтальной плоскости. Аналогичное строение вулканокластических образований наблюдалось нами на других участках р. Илимпеи и в бассейнах рек Нижняя и Подкаменная Тунгуска, Северная и Южная Чуня, а также в Среднем Приангарье.

Околожерловая фация, представленная лапиллиевым туфом и вулканической агломератной брекчией, изучена в среднем течении р. Северной Чуни (левый берег в 5 км выше устья рч. Акукан). Лапиллиевый туф и брекчии прослежены на протяжении 200 м. Среди пирокластической массы этих туфов лапилли составляют 30—40%, остальная же часть — эксплозивный обломочный материал. Форма лапиллей сферическая, овальная и уплощенная с шероховатой поверхностью, размеры их колеблются от 2 до 5 см, преобладают лапилли в 4—5 см. Состав лапиллей в основном витробазальтовый. Нередко отмечаются вулканические бомбы эллипсоидальной и караваеобразной формы того же состава, размер их не превышает 20 см. Иногда встречаются эксплозивные обломки со сглаженными углами.

Основная масса лапиллиевого туфа и брекчии представлена разнообломочным пирокластическим материалом остроугольной и овальной формы с заметным скоплением более крупных обломков в основании. Туф массивного сложения, спекшийся, очень крепкий и нарушен пологонаклонными трещинами, по которым отмечаются гнезда и прожилки кальцита и халцедона. От места выхода лапиллиевого агломератного туфа вниз и вверх по течению наблюдаются мелкообломочные осветленные гравийные туфы, также плотные и крепкие, но в значительной степени обедненные грубообломочным вулканическим материалом. Видимая мощность лапиллиевого туфа около 50—55 м.

Несмотря на то, что на данном участке не вскрывается непосредственно подводящий канал, все литологические признаки пирокластитов свидетельствуют о его близости. Почти полное отсутствие обломков осадочных толщ, исключая редкие мелкие кусочки угля и песчаников, и наличие округлых обломков вулканокластического пепла говорят о том, что прорываемая поверхность была покрыта туфогенными образованиями.

Как видно из описаний обнажений, обнаруживается большое разнообразие фациально-генетических типов пород. Однако в этом многообразии довольно четко намечаются три литолого-фациальных комплекса.

Массивные буро-темно-серые грубообломочные ксенотуфы и туфобрекчии, слагающие основания береговых склонов в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, отнесены к фации грязевых потоков. Отличительная особенность ксенотуфов р. Катанги — наличие в них ордовикских мергелей, известняков, окремненных водорослевых известняков, реже пестроцветных пород. Принадлежность их к древним свитам карбонатного кембрия или ордовика в настоящее время несомненна. На это указывал П. Е. Оффман, описавший обнажения в районе с. Чемдальск в 1959 г.; к такому же мнению пришли М. М. Одинцов, С. Ф. Павлов и автор, проводившие в 1961 г. геологические исследования в среднем и верхнем течении р. Подкаменной Тунгуски.

Нижнетунгусские туфобрекчии и ксенотуфы по сравнению с таковыми бассейна р. Катанги в значительной степени обогаще-

ны обломками верхнепалеозойских отложений и галькой древних изверженных и метаморфических пород. Этот факт, на наш взгляд, прямо говорит о том, что верхнепалеозойские отложения слагали большую часть положительных форм древнего рельефа. Несомненна близость к поверхности и более древних осадочных толщ.

Фация покровных грубослоистых осветленных разнообломочных туфов повсеместно превалирует по своему объему и по площадям развития и не имеет существенных различий в вещественном составе по сравнению с фацией околожерловых агломератных туфобрекчий и ксенотуфов грязевых потоков. В составе фации значительную роль играли процессы неравномерного и разностороннего движения туфовых масс, чередующиеся с размывами, что хорошо фиксируется по замерам углов слоистости различных типов вулканогенных пород.

Сравнивая туфы Среднего Приангарья со всеми описанными выше вулканокластическими и туфогенно-осадочными образованиями, надо отметить их большое внешнее сходство. Однако при детальном изучении и прослеживании вулканогенных пород от устья р. Тушамы до устья рч. Парты обнаружены специфические особенности как в их составе, так и в строении. Основной объем развитых на этом участке пирокластических образований представлен ксенотуфами и в меньшей степени разнообломочными туфобрекчиями. Ксенотуфы р. Ангары, в отличие от описанных, почти повсеместно обладают грубой слоистостью и в обилии содержат разнообразный по составу обломочный материал. Инородные обломки, преимущественно верхнепалеозойского возраста, выражены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфопесчаниками, каменным углем и обуглившимися кусками деревьев. На этих обломках нередко наблюдаются следы закалки и окремнения. Внушительные размеры глыб этих пород (до 5—7 м по длинной оси) приурочиваются обычно к околоконтактовым зонам. Очень часто видны следы вовлечения ксенолитов в движение вместе с пирокластической массой по крутым плоскостям.

В сравнительно большом количестве, но в меньших размерах отмечаются обломки пестроцветных пород — коричневых и зеленоватых аргиллитов и мергелей, относящихся, по своей вероятности, к отложениям ордовика, силура и верхнего кембрия.

Обращает на себя внимание тот факт, что, несмотря на преобладающую структуру типичных пирокластов, вулканических бомб встречается мало. В преобладающей массе ксенотуфы сложены эруптивными обломками остроугольной, полуокатанной и шарообразной формы. Размеры их тоже разнообразны — от 1 см до 0,5 м, реже 1—2 м в диаметре.

В Среднем Приангарье еще более значительны резкие литологические переходы грубообломочных туфов в их мелкозернистые разности. Туфогенно-осадочные породы — туффиты, туфопесчаники и гравийные туфы — распространены в виде линз. Зна-

чение их возрастает в верхах свиты и в отдельных мульдообразных впадинах по южной краевой части Тунгусской структурно-вулканической зоны — на участках с. Воробьево, в бассейне р. Ковы и др.

В залегании туфогенных образований в Среднем Приангарье есть свои особенности. Мы почти повсеместно наблюдали крутые тектонические контакты с подстилающим осадочным комплексом, часто с большими амплитудами смещения и нередко с интрудированием траппами.

Итак, нижнекорвунчанская подсвита сложена преимущественно вулканокластическими образованиями; в ней резко выражены литолого-фациальные переходы. Породы подсвиты прослеживаются на больших площадях. Мощность ее может колебаться от 0 до 300 м, а иногда и более.

Верхнекорвунчанская подсвита как самостоятельное геологическое тело залегает на размытой поверхности нижней подсвиты. Породы верхней подсвиты в отличие от подстилающих вулканокластических грубообломочных туфов относятся в основном к вулканогенно-осадочным.

Наиболее интересный и типичный разрез встречен на левом берегу р. Илимпеи в 3 км выше устья рч. Дюкунна. В обнажении вскрыт контакт между подсвитами. Контакт с угловым несогласием крутой (до 20°).

Разрез верхней подсвиты корвунчанской свиты представлен толщей монотонно прослеживающихся вулканомиктовых пепловых и гравийных туфов, туффитов, реже туфоалевролитов и туфопесчаников. Туффиты и туфопесчаники разнозернистые, слоистые, окрашенные в основном в светлые тона. Мощность прослоев колеблется от 5 до 10 см, реже 20—30 см. По плоскостям наслоения туфопесчаников и туффитов наблюдаются углистые налеты и иногда пизолитовые обособления. Весьма редко встречаются сильно карбонатизированные разности.

Пепловые и гравийные туфы обычно темно-серые, слоистые, нередко в отдельных частях массивные, с грубой косой слоистостью. Наблюдаются частые переходы в пизолитовые разности. Разрез пород в пределах обнажения литологически довольно хорошо выдерживается. Породы наклонены под углом 15—17° к юго-западу. Общая видимая мощность пород верхней подсвиты 45—50 м.

По р. Илимпее на отдельных участках выходы верхней подсвиты приурочиваются к эрозионным впадинам на поверхности нижнекорвунчанской подсвиты.

Отложения подсвиты сохраняют признаки принадлежности к переотложенным и покровным фациям. Все породы характеризуются ясно выраженной слоистостью, сравнительно хорошей сортировкой и обработкой кластического материала. На некоторых участках, чаще всего в переходных зонах от нижнекорвунчанских вулканокластических к верхнекорвунчанским вулканотерригенным образованиям, значительную роль играют гра-

вийные туфы и туффиты. Состав гравийного материала почти полностью отражает состав подстилающих пирокластов. Преобладающая масса в туфах состоит из обломков витробазальтов, микродолеритов, реже вулканического стекла. Очень часто можно видеть постепенные литологические переходы от слоистых туфов и туффитов к массивным мелко- и среднеобломочным туфам. Важнейшая особенность подсвиты — повсеместное пологоволнистое залегание.

Породы верхнекорвунчанской подсвиты имеют сравнительно неширокое площадное распространение. К северу от бассейна р. Илимпеи вулканотерригенные отложения верхнекорвунчанской подсвиты залегают сплошным чехлом, значительно увеличиваются по мощности, и в разрезе появляются покровы базальтов. Плохая площадная изученность этих пород не позволяет установить контур их размещения на Тунгусско-Катангском водоразделе, но по отдельным точкам предполагается, что они распространены далеко на юг и юго-восток и слагают отдельные мульдообразные прогибы в бассейнах рек Тетея и Ерем.

Отложения верхнекорвунчанской подсвиты по своим текстурным и структурным признакам близки к тутончанским, что обусловлено одинаковыми фациальными условиями в период накопления осадков. Мощность подсвиты изменяется от 0 до 100—250 м.

Вопрос о возрасте вулканогенной толщи остается дискуссионным ввиду крайней бедности и плохой сохранности найденных органических остатков, что объясняется, очевидно, бурной вулканической деятельностью в тот период, который мало благоприятствовал органической жизни. Определения остатков фауны филопод (Люткевич, 1953), рыб (Берг, 1941) и амфибий (Ефремов, 1953) не дают оснований решать этот вопрос однозначно. Возраст вулканогенных образований в центральной и западной частях Тунгусской синеклизы, по палеонтологическим данным, устанавливается в диапазоне нижняя пермь — юра. На основании определения пелецинод геологи НИИГА считают, что туфолавовая толща формировалась на протяжении всего триасового периода, а не только в раннетриасовую эпоху. Находок фауны из туфов южной и юго-восточной частей Тунгусской синеклизы нет, поэтому для обоснования возраста использованы палинологические данные. Наиболее полная палинологическая характеристика дана сотрудниками ГИНа и ВСЕГЕИ. В частности, Г. Н. Садовников (1965) считает флористический комплекс тутончанской свиты, безусловно, мезофитным. Он состоит из папоротников и членистостебельных с примесью птеридоспермов (?), цикадофитов, гинкговых, хвойных и вполне сопоставляется с мальцевской серией Кузбасса. Возраст вулканогенной толщи центральной части Тунгусской синеклизы, устанавливаемый автором по палеофлористическим данным, определяется не точнее, чем ранний мезофит, т. е. поздняя пермь — средний триас.

Основываясь на результатах палинологического анализа, проведенного работниками ИГУ, и учитывая данные по смежным районам, а также литолого-фациальные особенности пород, можно датировать туфогенные образования юга Тунгусской синеклизы временем *поздняя пермь — нижний триас* (Павлов, Домышев, Ломоносова, 1968).

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Продукты извержения, слагающие палеовулканическую формацию Сибирской платформы, по своему составу относятся к базальтам. Макроскопически это темно-серые с буроватым или желтоватым оттенком измененные породы той или иной степени плотности. Их состав, структурные и текстурные особенности зависят от характера и активности экструзивных процессов и фациальных условий осадконакопления.

Ввиду значительной литологической изменчивости пород как в вертикальном, так и латеральном ряде при их классификации необходимо было учитывать не только структурно-минералогические, но и фациально-генетические особенности (состояние исходного пирокластического материала и характер его транспортировки в наземных условиях).

В настоящей работе при описании пород осадочно-вулканогенной толщи в основу положены классификация и терминология, предложенные Комиссией по классификации вулканогенных обломочных пород («Классификация вулканогенных...», 1962).

Соблюдая основной принцип классификации и учитывая генезис пород, форму и размеры обломков, количественное соотношение вулканического и осадочного материала, а также характер цементации, автор разделяет литифицированные вулканогенные образования на три группы: вулканокластические, вулканогенно-осадочные и вулканотерригенные (табл. 1). Полное петрографическое описание всех разновидностей этих пород сделано ранее (Павлов, Домышев, Ломоносова, 1968).

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ

К вулканокластическим породам относятся породы, образовавшиеся при накоплении раскаленного и полуостывшего пирокластического материала как с незначительной примесью чуждых обломков, так и обогащенных обломками прорванного осадочного чехла.

Широко распространенные вулканокластические породы представляют собой смесь обломков всевозможных форм и размеров

Таблица 1

Классификация вулканогенных пород Тунгусской палеовулканической формации

Размер обломков, мм	Вулканокластические (обломки неокатаны): с несущественной посторонней примесью (уплотненные)	Вулканокластические (обломки неокатаны): с примесью чуждых обломков менее 50% (уплотненные и сцементированные)	Вулканогенно-осадочные (обломки слабо окатаны), включающие пирокластический материал с примесью осадочного: <50%	Вулканогенно-осадочные (обломки слабо окатаны), включающие пирокластический материал с примесью осадочного: >50%	Вулканотерригенные (обломки окатаны), состоящие из переотложенного вулканического материала и других пород
100	Глыбовый агломерат (без вулканического пепла)	Глыбовый ксеноагломерат	Осадочная глыбовая туфобрекчия		Валунно-галечный туфоконгломерат
30—100	Туфобрекчия (с пепловым материалом)	Ксенотуфобрекчии			
4—30	Туфы: Лапиллиевый	Ксенотуфы: Лапиллиевый	Туффиты: Лапиллиевый		
	Гравийный	Гравийный	Гравийный	Туфогравелит	Вулканомиктовый туфогравелит
	Пепловый	Пепловый	Крупнообломочный	Туфопесчаник	Вулканомиктовый песчаник
4		Пизолитовый	Среднеобломочный	Туфоалевролит	Вулканомиктовый алевролит
			Мелкообломочный	Туфоаргиллит	Вулканомиктовый аргиллит

различного состава, чаще всего это витро- и гиалобазальты, в меньшей степени вулканическое стекло, микродолериты и полнокристаллические долериты. Распределение обломков фракции, в общем, неравномерное, спорадофировое. Разновидностями вулканокластических пород с незначительной примесью чуждых обломков являются: глыбовый туфоагломерат, туфобрекчия, лапиллиевый, гравийный и пепловый туфы. Первые три разновидности пород часто содержат включения бомб и лапиллей, последние две несут следы спекания, обусловленные в первую очередь горячим состоянием пирокластики (часто спекание пирокластической и цементирующей масс настолько велико, что порода теряет свою обломочную структуру и по внешнему виду больше напоминает лавобрекчию).

Вторая подгруппа вулканокластитов с большой примесью обломков пород чехла, реже фундамента платформы, в отличие от первой обладает меньшей плотностью и цементируется, как правило, разложившимся пепловым материалом с примесью терригенного.

При микроскопическом исследовании вулканогенных пород в зависимости от состава пирокластической части и наличия посторонних обломков выделяются следующие структурные разновидности: витрокластические, витролитокластические, кристалловитрокластические и кристалловитролитокластические туфы и туфобрекчии.

Вулканогенно-осадочные породы представляют собой образования, состоящие из остывших продуктов вулканических выбросов и осадочного материала. Примесь осадочного терригенного материала менее 50%. По внешнему виду мелкозернистые разновидности неотличимы от нормально-осадочных пород. При микроскопическом же изучении резко выраженные различия обусловлены, как правило, составом пирокластической части, содержащей витробазальты и пузыристое вулканическое стекло. При образовании вулканогенно-осадочных пород материал вулканических извержений воздушным путем и водными потоками переносился на сравнительно большие расстояния, о чем свидетельствует довольно хорошая сортировка, а иногда механическая обработка пирокластитов.

Среди разнообразных структурных разновидностей этой группы пород широко распространены туффиты и пизолитовые туфы.

К вулканотерригенным породам отнесены породы, образовавшиеся вследствие эрозии и переотложения продуктов вулканических извержений, а также пород эффузивно-интрузивной фации. По внешнему виду в ряде случаев они сходны с вулканогенно-осадочными. Отличительная особенность их строения под микроскопом — сравнительно хорошая механическая обработка кластического материала и малый процент примеси обломков осколчатого характера. Преобладающее количество обломков имеет вулканомиктовый состав (витро- и гиалобазальты), но в отличие

от предыдущих типов туфов некоторые грубозернистые разности обогащены обломками раскристаллизованных траппов и пород осадочного чехла (песчаников, алевролитов, реже аргиллитов и мергелей). Незначительно распространены вулканомиктовые туфогравелиты и псаммитовые туффиты, преимущественно на глинисто-цеолитовом цементе.

Структурно-минералогические различия между всеми тремя типами древних пирокластических пород, выраженные достаточно ярко, подтверждают предлагаемое литолого-фациальное расчленение туфовой толщи. Несмотря на то, что в каждом литолого-фациальном комплексе в том или ином количестве присутствуют разновидности вулканогенных пород иного генезиса, общий генетический фон остается постоянным. Некоторые генетические типы полностью соответствуют литолого-фациальным горизонтам, например: вулканокластические породы — нижнекорвунчанской подсвите, вулканотерригенные — верхнекорвунчанской. Но вместе с тем при сравнительно однообразном минеральном составе наблюдается различие в степени эпигенетического изменения пирокластики. Поскольку исходным материалом для накопления вулканогенной толщи послужили продукты вулканических и эруптивных выбросов в континентальных условиях, то значительных минеральных новообразований произойти не могло. Однако в зависимости от последовательности вулканических выбросов замечено, что степень вторичного изменения обломков основных эффузивов неодинакова. Для вулканического стекла и витро- и гиалобазальтов покровных слоистых пепловых и гравийных туфов и в меньшей степени туфобрекчий более характерна палагонитизация и образование пелитоморфного цеолит-гидрослюдистого материала, служащего цементом для кластической части породы, тогда как в непереотложенных туфобрекчиях и ксенотуфах в большей степени наблюдается хлоритизация пирокластики.

ХИМИЗМ ПОРОД

Как установлено, вулканогенная толща Сибирской платформы в основном формировалась в неустойчивых фациальных условиях континентального режима при довольно быстром накоплении массы эруптивно-пирокластического материала, что никак не способствовало химическому выветриванию пород. Без химического гипергенного минералообразования при устойчивом основном составе пирокластов не наблюдается сколько-нибудь значительного изменения химического состава. Но тем не менее между различными фациями, особенно между вулканогенно-осадочными и вулканокластическими, налицо довольно существенные различия в химизме. Основными факторами, влияющими на колебания содержания химических элементов в различных типах пород, по мнению автора, являются механическая сорти-

Таблица 2

Среднее содержание элементов в вулканогенных породах, %

Тип пород	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	SO_3	Na_2O	K_2O
Вулканогенно-осадочные . .	63,55	12,75	4,20	2,80	1,20	0,15	0,10	8,60	2,95	0,35	2,20	1,27
Вулканокласты	48,20	14,00	6,50	4,10	1,10	0,15	0,40	8,20	5,60	0,20	2,60	0,90
Траппы (по А. П. Лебедеву)	48,50	15,75	3,43	8,88	1,42	0,19	—	10,69	5,62	—	2,18	0,69

ровка материала с привносом инородной примеси и гидрохимический характер цементации. В связи с этим намечаются некоторые изменения и в количественном содержании обломков пород и минералов в различных фациальных комплексах. По обобщенным результатам химических и спектральных анализов автором сделаны некоторые выводы о физико-химических условиях накопления вулканогенных образований.

В составе вулканогенных пород преобладает пирокластический материал — производный базальтовой магмы. Поэтому количественные колебания элементов в вулканокластитах и траппах очень малы (табл. 2). Химический состав пирокластитов близок к соответствующим интрузивным фациям траппов. Однако налицо значительные колебания в содержании основных элементов (SiO_2 и др.) между вулканокластитами и слоистыми вулканогенно-осадочными породами, что, вероятно, объясняется ослаблением вулканической активности и усилением эрозионно-денудационной деятельности и процессов переотложения. Образовавшиеся в таких условиях вулканогенно-осадочные породы вследствие размыва пирокластических и осадочных отложений приобрели усредненный состав.

С целью изучения закономерностей изменения вещественного состава по отдельным стратиграфическим горизонтам вулканогенной толщи мы использовали большое количество спектральных анализов. В силу значительной изменчивости пород как в разрезе, так и по простиранию отбор проб производился не поинтервально, а из каждой разновидности. Для сравнения количественных характеристик приняты содержания микроэлементов в нормальных долеритах Тунгусско-Ленского комплекса (по данным Гоньшаковой, 1961). Элементы Ba, Sr, Cu, Cr, Ni и Co, как установлено предыдущими исследователями, изучавшими траповые породы, являются наиболее устойчивыми и типичны для ранних фаз эффузивного и интрузивного траппового магматизма. Эти микроэлементы присутствуют в вулканогенных породах и свидетельствуют о комагматичности их как в интрузивной, так и в эксплозивной фазе (табл. 3). Количественные соотношения

Таблица 3

Среднее содержание микроэлементов в вулканогенных породах, %

Комплекс пород	Ba	Sr	Cu	Cr	Ni	Co
Верхнекорвунчанская подсвита (вулканотерригенная)	0,200	0,010	0,006	0,010	0,004	0,004
Нижнекорвунчанская подсвита (вулканокластическая)	0,026	0,036	0,006	0,010	0,004	0,002
Тутончанская свита (вулканогенно-осадочная)	0,042	0,028	0,003	0,009	0,003	0,002
Нормальные долериты (по В. И. Гоньшаковой)	0,010	0,038	0,006	0,035	0,006	0,004

Примечания: 1. Количество отобранных проб по свитам следующие: из тутончанской свиты и верхнекорвунчанской подсвиты — 100, из нижнекорвунчанской — 280. 2. Анализы проведены в Центральной химической лаборатории Иркутского геологоуправления и в лаборатории ИЗК СО АН СССР.

элементов между отдельными комплексами вулканогенных пород варьируют незначительно. Но в них по сравнению с нормальными траппами отмечается понижение содержания Cr вверх по разрезу. Для других же микроэлементов четко выраженной тенденции к изменению в ту или другую сторону не наблюдается (за исключением Ba).

Трудно судить о характере распределения редких элементов в вулканогенно-осадочных и вулканокластических породах, поскольку физико-механический фактор при их формировании оказывал различное влияние на разные элементы. Микроэлементы, присущие разным фазам кристаллизации магмы в трапповых интрузивах, сконцентрированные главным образом в пироксенах и оливинах, транспортировались в виде обломков пород и кристаллов. Но так как основной объем вулканогенных образований представлен витробазальтами и микропорфиритовыми долеритами, то эти элементы, вероятно, входили в состав нераскристаллизованной массы.

Группа элементов Ba и Sr, обладающих тенденцией к накоплению, в более поздних дифференциатах трапповой магмы концентрируется в основном в плагиоклазах и в продуктах остаточной магматической кристаллизации — в палагонитах, в которых их содержание значительно превышает кларковое для основных пород. Эта особенность вулканогенных образований хорошо выявляется по барию. Стронций же, входящий в состав плагиоклазов и пироксенов, имеет обратное соотношение.

В вулканогенно-осадочных отложениях на распределение микроэлементов, несомненно, в основном влияли эрозионно-денудационные процессы (механическое смешивание пирокластики), способствовавшие в одних случаях обогащению, а в других (в областях размыва) — выносу. Это сказывается в колебаниях содержания микроэлементов.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Зарождение и развитие Тунгусской синеклизы началось с медленного прогибания центральной и северо-западной частей Сибирской платформы в раннем карбоне, заложение Тунгусской структурно-вулканической области — на фоне резкой активизации дифференцированных тектонических движений с интенсивным разрывообразованием в поздней перми и раннем триасе. Некоторые зоны разломов глубокого заложения, особенно шовные (ограничивающие синеклизу), достигшие осадочного чехла, были проницаемы для базальтовой магмы и способствовали первым вулканическим взрывам еще в нижнепермское время. О пермской деятельности свидетельствует примесь вулканогенного материала в терригенных осадках (бассейн среднего течения р. Нижней Тунгуски) и нередко прослои и линзы туфов в бургуклинской свите на западной окраине синеклизы (скв. № 3, бассейн среднего течения р. Подкаменной Тунгуски). В южных районах синеклизы примесь эффузивного базальтового материала в позднепермских породах очень незначительна, что свидетельствует о перемещении вулканической деятельности с течением времени в направлении с севера на юг.

Юго-восточным ограничением структурно-вулканической области служила зона Ангаро-Вилюйского разлома, которой соответствовала Ангаро-Тунгусско-Чонская флексура. Другая зона глубинного разлома — Окино-Вихоревско-Ковинская, развивающаяся синхронно с первой, ориентирована в северо-западном направлении и тоже выражена в осадочном чехле в виде крупной флексуры (Замараев, Кузнецов, Цобин, 1962). Эта зона разлома в раннем мезозое способствовала разделению структурно-вулканической зоны на собственно Тунгусскую и Мурско-Тасеевскую, различающиеся по размаху экструзивно-эксплозивной деятельности.

В условиях резко дифференцированных колебательных движений в указанных зонах не только возникли определенные структурные формы, но и предопределились различия в механизмах проявления магмы в осадочном чехле. В позднепермско-раннетриасовый период (туфовая фаза) в Тунгусской зоне проявилась мощная эффузивно-вулканическая деятельность магмы основного состава. Пирокластические образования в Мурско-Тасеевской впадине занимали сравнительно небольшие объемы.

Трехчленное строение вулканогенной толщи в пределах изученного региона отражает ритмичность проявления платформенного тектогенеза. Каждому макроритму соответствует опре-

деленный характер вулкано-тектонического развития и специфические фациальные особенности осадконакопления. История формирования современного сложного структурного плана юго-восточной части Тунгусской синеклизы по осадочно-вулканогенным отложениям, согласно представлениям автора, включает в себя несколько (не менее четырех) макроритмов колебательных движений. С началом каждого ритма связано опускание областей седиментации, конец его фиксируется подъемом и последующим размывом уже диагенезированных вулканогенных пород.

Дифференцированные движения в унаследованном (от верхнепалеозойского) плане наметили следующую внутреннюю структуру синеклизы:

1) участки с преобладающим опусканием (впадины: Туринская, Тушамская, Мурская, Тасеевская; прогибы: Чемдальско-Илимпейский и др.) — области мощной эффузивно-экструзивной деятельности и седиментации пирокластитов;

2) воздымающиеся участки (крупные плакантиклинали) во внутреннем поле синеклизы — области траппового магматизма (Чуньско-Вилюйканское погребенное поднятие);

3) краевые структурные швы (зоны глубинных разломов) и участки сочленения с крупными обрамляющими синеклизу структурами — зоны интенсивной эффузивно-интрузивной деятельности.

Фактический материал, собранный автором по геологическому строению вулканогенной толщи, описанной выше, позволяет в какой-то степени детализировать историю ее формирования.

Накопление вулкано-осадочных пород тутончанской свиты отвечает первому вулканогенно-тектоническому ритму. Он охватывает переходный период от верхней перми к триасу, именно тогда были созданы условия для локальных движений противоположных знаков. Движения отрицательного знака фиксируются в центральных и северо-западных районах синеклизы (бассейны Катанги — ниже Ванавары, Чуни, Таймуры и Нижней Тунгуски) по значительной мощности (до 200 м) вулканогенно-осадочных пород.

По юго-восточной окраине синеклизы (Среднее Приангарье) формирование осадочно-вулканогенных пород связано с мульдами, нередко изолированными (Едарминский грабен и др.), и местным вулканизмом. Конец первого ритма определяется по региональному размыву, отвечающему новому воздыманию всей центральной части платформы.

При этом устанавливается та же закономерность — антиклинальные структуры испытывают более интенсивное поднятие по сравнению с грабенами. Это наглядно выражено на контактах с угловыми несогласиями между вулканогенно-осадочными породами и перекрывающими их грубообломочными туфами, относящимися ко второму ритму (среднее и верхнее течение р. Нижней Тунгуски, бассейн р. Чуни). В других случаях вулканогенно-осадочные отложения в виде незначительных по мощности (до 20—30 м) приконтактовых зон примыкают к выступам верхнепа-

леозойского ложа. В грабен-синклиналях грубообломочные туфы, как правило, залегают без видимого несогласия, что говорит о постумности развития данных структур (рис. 5).

Дифференцированность колебательных движений в продолжение первого ритма сказалась на строении туфогенно-осадочных пород тутончанской свиты. Для участков с преобладающим опусканием (бассейны среднего течения Чуни, Катанги, Нижней Тунгуски) характерна мелкая пологая складчатость, причем замечено, что снизу вверх по разрезу складки выполаживаются. Наиболее четко мелкая складчатость выражена в базальных слоях на участках довольно крутых контактов (до 30° и более) с подстилающими пермскими отложениями. По своему генезису мелкая складчатость отнесена нами к гравитационной, образовавшейся в результате течения осадочно-вулканогенного субстрата в период опускания. Несомненно, значительная роль в складкообразовании принадлежит и тектоническим напряжениям, тем более в условиях дифференцированности колебательных движений. На южной и юго-восточной окраинах синеклизы (бассейн верхних и средних течений Ангары, Катанги и Нижней Тунгуски), где преобладали восходящие движения, мелкая складчатость выражена слабее.

Второй ритм туфовой фазы начался с массового проявления наземного вулканизма и накопления собственно туфовой толщи (нижнекорвунчанской подсвиты). Всему ритму отвечает невысокий уровень стояния региона, на фоне которого имели место резко противоположные по знаку движения, что четко выражено в литолого-фациальных признаках пород.

Поскольку характер платформенных тектонических колебательных движений определяется зонами структурных швов кристаллического фундамента (Одинцов, Твердохлебов, Владимиров, 1962), то следует ожидать значительную перестройку структурного плана верхних этажей осадочного чехла при их активизации.

Тектоническая активизация в породах верхнего структурного этажа (P_2—T_1) Тунгусской синеклизы во втором ритме туфовой фазы выразилась в интенсивном нарушении целостности осадочного чехла с образованием систем расколов, разрывов и зон дробления, прослеживающихся унаследованно, в северо-восточном направлении. К этому же времени относится заложение оперяющих разломов северо-западного простирания. Зоны разрывных нарушений, соответствующие ослабленным зонам фундамента, были наиболее подвижными участками Тунгусской синеклизы, являясь как бы шарнирами, посредством которых осуществлялись сбросы и сбросо-надвиги, образовавшие своеобразный ячеистый грабено-горстовый структурный план. Дифференцированность вертикальных движений обусловлена, вероятно, неравномерным распределением энергии магматических масс, что зависело от размеров выкалывающихся блоков и пространственного развития зон глубинных разломов.

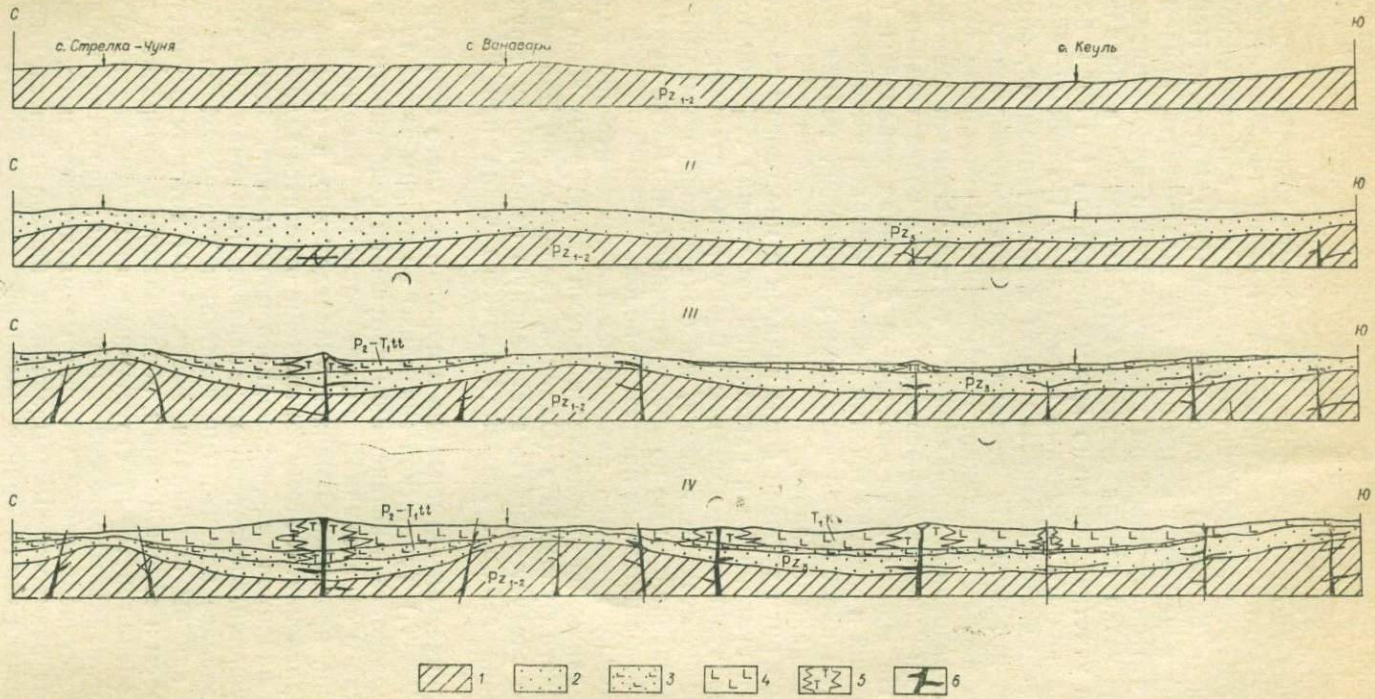


Рис. 5. Принципиальная схема развития тектонической структуры юго-восточной части Тунгусской синеклизы.

Этапы: *I* — предкарбоновый (девонский); *II* — верхнепалеозойский, *III* — тутончанс кий; *IV* — корвунчанский; *1* — морские отложения нижнего и среднего палеозоя; *2* — континентальные песчано-угленосные породы верхнего палеозоя; *3* — вулканогенно-осадочные отложения позднего палеозоя — раннего мезозоя (P_2—T_1); *4* — вулканокластические образования триаса; *5* — жерловые фации; *6* — интрузивные траппы.

В изученном районе ослабленной зоной следует считать южную и юго-восточную окраины синеклизы — области интенсивного проявления траппового магматизма. Судя по широкому распространению здесь пластовых и секущих тел, а также многочисленных вулканических трубок взрыва, зона была мощной и наиболее проницаемой. Поэтому ее нельзя уложить в рамки одного разлома, с которым некоторые исследователи (Лебедев, 1955; Иванов, 1954; Ляхович, 1956; Гоньшакова, 1954; Оффман, 1959, и др.) связывают проникновение базальтовой магмы и все многообразие форм разновозрастных траповых интрузий.

На существование мощных ослабленных и проницаемых зон во внутреннем поле синеклизы указывают, хотя и несколько молодые, крупные дайки и дискордантные интрузии траппов, приспособившиеся к двум основным направлениям. Одна из наиболее мощных зон дробления, прослеживающаяся в северо-восточном направлении, идет через Чуно-Таймурский водораздел, нижнее течение р. Илимпеи и далее к северо-востоку через Тунгусско-Чонский водораздел выходит к верховью Вилюя. По оперяющим эту зону разрывным нарушениям нередко наблюдаются сбросы и обрушения блоков. Очень наглядным примером таких обрушений является поставленный на голову блок пород тутончанской свиты (мощность более 100 м) в среднем течении р. Нижней Тунгуски (40 км выше устья р. Илимпеи; см. рис. 4).

При созданном таким образом структурном плане наиболее благоприятными для прорыва магматических масс и образования вулканических центров, вероятно, были участки пересечения ослабленных зон указанных направлений, а также места интенсивного дробления вдоль сбросов. В условиях резко дифференцированных движений, разновременного и различного по характеру проявления вулканизма происходило накопление вулканокластических и пирокласто-осадочных образований нижнекорвунчанской подсвиты, отвечающей по времени второму ритму. Наполнителем для опускающихся грабенов был как пирокластический и эффузивный, так и терригенный материал, сносимый с воздымающихся горстов. В Среднем Приангарье выше дер. Черновой в грубообломочных ксенотуфах нижнекорвунчанской подсвиты обнаружены громадные блоки (до 7×10 м) верхнепалеозойских осадочных пород, вероятно, сорвавшиеся и захороненные в пирокластах.

Конец второго ритма устанавливается по смене вулканокластических образований вулканогенно-осадочными отложениями верхнекорвунчанской подсвиты, относимых нами к третьему ритму.

Вулканомиктовый литологический состав и слоистый характер строения подсвиты, а также часто наблюдаемые локальные размывы (бассейн Илимпеи, среднее течение Нижней Тунгуски) свидетельствуют о затухании вулканической деятельности и широком развитии эрозионно-денудационных процессов.

Тектоническая обстановка в третьем ритме выразилась в преобладании воздымания по окраинам синеклизы и опусканий в

центральной ее части. Максимальная амплитуда погружений (до 200 м) в исследованном нами регионе отмечается в бассейне р. Илимпеи. Накопление пирокласто-осадочного материала по времени совпадает с излияниями основной массы базальтовой лавы в центральных (Туринская впадина) и северо-западных районах синеклизы.

Новые значительные преобразования в структуре как окраинных, так и внутренних частей синеклизы произошли на последующих этапах развития мезозойского тектоно-магматического цикла. Зоны основных структурных швов (глубинных разломов), намеченные еще в предтуфовой фазе, развивались в течение всех трех ритмов взрывного вулканизма и продолжали жить в интрузивной фазе. Доказательством существования сопряженных подводящих каналов как для туфов, так и для последующих интрузий служит совместное нахождение грубообломочных агломератных брекчий с интрузиями траппов.

Основная масса интрузивных траппов сосредоточена в двух зонах: Ангаро-Вилюйской и Катангско-Чуньско-Вилюйской. Для первой трапповой зоны, проходящей по южной и юго-восточной окраинам Тунгусской синеклизы (зоне сочленения с нижнепалеозойским Ангаро-Ленским прогибом), типичны в основном межформационные пластовые интрузии и силлы. Образованию пластовых интрузий в зоне сочленения способствовала слоистость между отдельными стратиграфическими горизонтами и литологическая неоднородность слагающих толщ, что подчеркивалось ранее В. И. Гоньшаковой (1954, 1961).

Пластовые интрузии, дающие основную массу траппов, залегают среди осадочных верхнепалеозойских пород и частично интрудируют отложения ордовика и силура. Секущие дайки и штокообразные тела приурочиваются к многочисленным дизъюнктивным нарушениям преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений.

Во внутренних областях Тунгусского туфового поля, как правило, развиты дискордантный и дайковый типы трапповых интрузий, пронизывающие в основном вулканокластические образования корвунчанской свиты.

Активное внедрение трапповой магмы привело к образованию своеобразных зон дробления преимущественно по краевым частям структурно-вулканической области, выраженных в интенсивных разрывных нарушениях, блоковых смещениях и инъецировании траппами.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

Стратиграфической базой для палеогеографических построений послужила региональная схема стратиграфии нижнетриасовых вулканогенных отложений. Следует оговориться, что из-за недостаточной изученности, а часто и отсутствия данных по

низам туфовой толщи некоторые построения проводятся в известной мере умозрительно. Составленные литолого-палеогеографические схемы охватывают сравнительно короткие промежутки времени, которым соответствуют литолого-стратиграфические горизонты. На схемах нашли отражение контуры областей современного и предполагаемого распространения пород, границы древних размывов, составы литофаций и участки максимального их накопления, границы вулканической деятельности, области питания терригенным и эффузивно-пирокластическим материалом.

Тутончанское время. *Из-за неполноты разреза и последующей* тектонической перестройки региона реконструкция палеогеографической среды периода накопления вулканогенно-осадочных отложений до сих пор остается затруднительной. На предлагаемой схеме дается общая палеогеографическая картина их формирования (рис. 6). Внешние литологические признаки: четко выраженная слоистость, хорошая сортировка кластического материала пород, знаки ряби и трещины усыхания на плоскостях наслоения — свидетельствуют о существовании водных условий осадконакопления.

Как показывает фактический материал (Домышев, 1965; Павлов, Домышев, Ломоносова, 1968), в позднепермское время в центральной части платформы произошло кратковременное поднятие с максимальной амплитудой на южной и юго-восточной окраинах Тунгусской синеклизы. С повышением базиса эрозии значительная часть мощности терригенно-угленосных осадков верхнего палеозоя была размыта. В результате сформировался ландшафт, представляющий собой низменную аллювиальную равнину с системой широких речных долин, базис эрозии которых понижался в северо-восточном направлении. Кроме того, мы допускаем существование замкнутых водных бассейнов типа озер в отдельных впадинах по окраинам Тунгусского бассейна. О существовании изолированных эрозионных и тектонических впадин говорят крупные линзы туфопесчаников, туффитов и гравелистых туфов в Среднем Приангарье и в бассейнах рек Ковы и Муры. Впадины также имели северное и северо-восточное простирание. Размеры их достигали нескольких десятков километров. Судя по залеганию вулканогенно-осадочных пород тутончанской свиты на различных горизонтах верхнепалеозойских отложений, воздымание было неравномерным, причем мы склонны считать, что центральная часть Тунгусской синеклизы имела тенденцию преимущественно к погружению. Об этом свидетельствует увеличение мощности вулканогенно-осадочных пород в центре синеклизы до 160—200 мм. Широкие поля их развития в этой части синеклизы говорят о больших размерах бассейнов седиментации, возможно, в то время существовал мелководный пресный внутриконтинентальный бассейн, разобщенный участками суши больших и малых размеров. На пересеченный рельеф указывает наличие контактов причленения вулканогенно-оса-

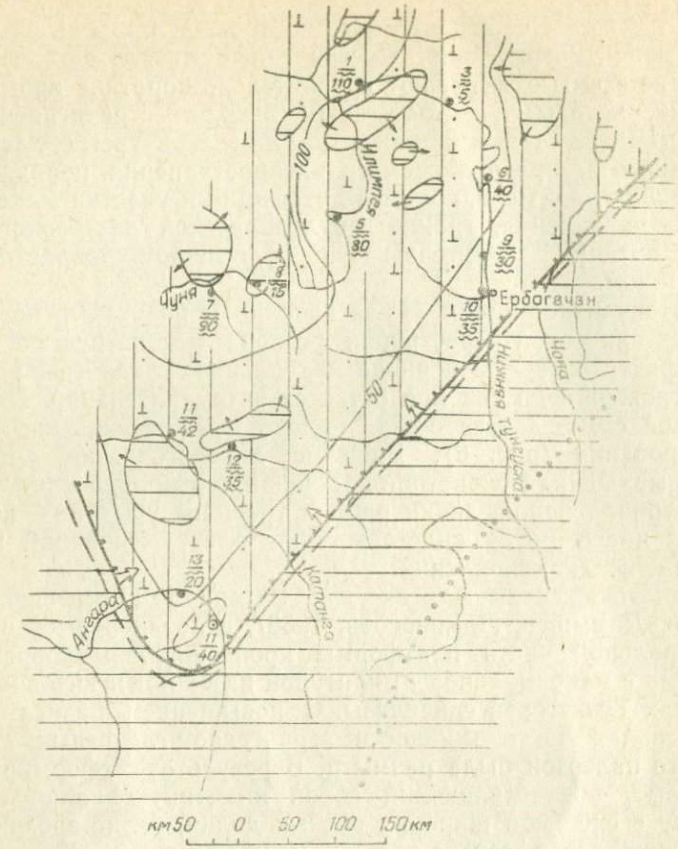


Рис. 6. Литолого-палеогеографическая схема для позднепермско-раннетриасового времени (тутончанский век). Составил автор.

Условные обозначения к рис. 6—8: *1* — низменная равнина с озерно-холмистым ландшафтом; *2* — возвышенная равнина — область денудации; *3* — равнина с холмисто-долинным рельефом; *4* — вулканокластические отложения; *5* — осадочно-вулканогенные отложения; *6* — эффузивно-осадочные отложения; *7* — граница активной вулканической деятельности; *8* — граница областей седиментации; *9* — юго-восточная краевая граница взрывного (трубочного) вулканизма; *10* — граница низменной равнины; *11* — аппараты извержения центрального типа; *12* — основные направления сноса терригенного материала; *13* — второстепенные направления сноса; *14* — разрез по скважине; *15* — сводный разрез; *16* — разрез по обнажению; *17* — числитель — номер точки, знаменатель — мощность, м; *18* — мощность неполная вследствие размыва кровли или отсутствия данных; *19* — мощность неполная из-за отсутствия данных по подошве; *20* — изопахиты.

дочных образований к эрозионным выступам верхнепалеозойских песчано-угленосных отложений.

Наблюдаемые угловые несогласия между названными генетическими типами пород позволяют сделать вывод о существовании к началу мезозоя в верхнепалеозойском структурном плане куполов и пологих валообразных поднятий северо-восточного простирания. В единичных точках (среднее течение Северной Чуни, Иритки и Ейки) обнаружены более древние куполообразные структуры и горсты, сложенные среднеордовикскими известняками, на которых развита субаэральная фация (мощность до 2—3 м), представленная тонкозернистым вулканическим пеплом пестрой окраски без следов переотложения. Есть основания предполагать, что в предтутончанское время внутри Тунгусской синеклизы имелось крупное срединное Чуньско-Вилюйское поднятие, простирающееся от бассейна среднего течения р. Подкаменной Тунгуски в северо-восточном направлении до верховья р. Вилюя, позднее осложненное опусканиями по поперечным (СЗ) разломам.

Как те, так и другие антиклинальные структуры представляли собой относительно приподнятые участки денудационной суши и были второстепенными провинциями, питающими водные бассейны нормально-осадочным обломочным материалом. Как будет показано ниже, в конце тутончанского времени и в более поздние эпохи реликты этих структур, значительно осложненные разрывными нарушениями, сохранились как положительные формы палеорельефа.

Основными областями размыва являлись невысокие горы возвышенной равнины, дугообразно обрамлявшие внутренний бассейн Тунгусской синеклизы с юго-востока и юго-запада. Они представляли собой области сноса, причем юго-восточная ветвь дуги (Ангаро-Тунгусско-Чонская флексура) служила главным рубежом, разграничивающим области устойчивого воздымания северо-западной части Ангаро-Ленского прогиба и преобладающего погружения и накопления осадочных и вулканогенных образований, которое продолжалось до нижнеюрского времени (включительно).

Начало вулканической деятельности описываемого времени устанавливается довольно точно по залеганию вулканогенно-осадочных образований на флористически охарактеризованных осадочных отложениях карбона и перми, а иногда и более древних породах. Однако отдельные небольшие вспышки ее случались, начиная с нижнепермского времени, о чем свидетельствуют линзы пепловых туфов и примесь обломков витробазальтов среди терригенной части пород (бассейны среднего течения Ангары и Подкаменной Тунгуски).

Тутончанское время ознаменовалось сравнительно сильной вулканической деятельностью, выразившейся в массовом выбросе вулканического пепла основной магмы, а на некоторых участках — эффузивно-пирокластического материала, вероятнее всего,

в осевых частях прогибов (Павлов, Домышев, 1968). Наиболее вулканически активными зонами были южная и юго-восточная окраины Тунгусской синеклизы, соответствующие ослабленным зонам фундамента платформы (Одинцов, 1958а).

Однако есть мнение о зарождении и первом проявлении вулканизма в центральной и северо-восточной частях синеклизы (Файнштейн, 1948, Полькин, 1965).

Объяснение состояния магматических масс и механизмов вулканических выбросов дано в работах сибирских исследователей (Солоненко, 1949; Гоньшакова, 1958; Одинцов, Владимиров, Твердохлебов, 1967; Домышев, 1965, 1967). Перегретая базальтовая магма, попадая при внедрении в приповерхностные слои — зоны низких давлений и водоносных горизонтов, увеличивала свою энергию. В условиях воздымания региона магматические очаги локализовались преимущественно в тектонически ослабленных зонах фундамента.

В результате больших перепадов давлений и температур магма из жидкого состояния перешла в распыленное и была выброшена в виде массы вулканического пепла. Аппараты выбросов, преимущественно центрального типа, как нам представляется, располагались на участках интенсивного дробления осадочного чехла вдоль разломов глубокого заложения. Выброшенный вулканический пепел и мелкообломочный пирокластический материал вместе с терригенным отлагался сразу в водных бассейнах или сносился с возвышенных участков и переотлагался. Об этом свидетельствуют внешние литологические признаки нормальных осадочных пород.

Новое воздымание, охватившее большую часть Тунгусской синеклизы, выразилось сначала в локальных размывах вулканогенно-осадочных образований тутончанской свиты, а позднее, при достижении максимума дифференцированных движений,— в бурной эксплозивной деятельности, приведшей к формированию вулканических отложений нижнекорвунчанской подсвиты.

Подводя итоги описанию палеогеографической обстановки тутончанского времени, следует сказать, что реконструкция структурно-фациальных условий осадконакопления, основанная на анализе особенностей состава и строения соответствующих отложений, может считаться в известной степени достоверной. Восстановление же такого важного фактора палеогеографической среды, как палеоклимат, влияющего на экзогенные процессы и на органический мир, не имеет достаточного обоснования, однако в результате проведенного литолого-фациального анализа и сопоставления с наиболее полно изученными центральными районами синеклизы представляется возможным сделать основные выводы. Региональное воздымание способствовало смене теплового и влажного климата пермо-карбона на сравнительно холодной и сухой в раннем мезозое. В условиях климата, сочетавшегося с возникшей и все более усиливающейся вулканической деятельностью, органический мир и растительность, уна-

следованные от пермского периода, пришли в упадок. Существенно аридная среда в тутончанское время была крайне неблагоприятна для зарождения и развития мезозойской фауны и флоры, поэтому мы не имеем сохранившихся пресноводных форм, не говоря уже о наземных животных (исключая весьма редкие находки рыб и амфибий в западных районах Тунгусской синеклизы). Имеющийся скудный комплекс спор и пыльцы говорит об очень слабом развитии растительности. Климатические условия и тектоническая подвижность региона в целом не способствовали гидрохимическому выветриванию и образованию кор (Попов, Домышев, 1968).

Каких-либо полезных ископаемых, связанных с вулканогенно-осадочными породами, на территории южной и юго-восточной частей Тунгусской синеклизы не обнаружено.

Раннекорвунчанское время, начало которого падает на ранний мезозой (T_1), ознаменовалось бурной вулканической деятельностью, выразившейся в массовом выбросе эксплозивного и эруптивного обломочного материала. Структура и текстура пирокластов трапповой магмы, как было показано выше, отвечают ряду эффузивно-эксплозивных пород основной магмы. Присутствие обломков полнокристаллических долеритов в вулканокластических образованиях свидетельствует об имевших место более ранних гипабиссальных интрузиях траппов, обломки которых выброшены при последующих вулканических взрывах.

Как показал литолого-фациальный анализ, проведенный на достаточно полном фактическом материале, палеогеографическая среда способствовала формированию пестрого по своему фациальному составу ряда вулканогенных пород. Можно предположить, что вся южная и юго-восточная части Тунгусской структурно-вулканической области к началу раннекорвунчанской эксплозивной деятельности представляли собой приподнятую пенепленезированную равнину, в строении которой участвовали в основном отложения верхнего палеозоя и на локальных участках туфогенно-осадочные образования тутончанской свиты (значительная часть ее была размыта). Относительные превышения положительных форм рельефа были небольшими, судя по пологим углам контактов между свитами (рис. 7). Принимая во внимание общее выклинивание вулканогенных пород в направлении от центра синеклизы к южной и юго-восточной ее окраинам, можно сделать вывод о том, что базис эрозии в этом направлении значительно повышался. Зона сочленения Тунгусской синеклизы с древним Ангаро-Ленским прогибом представляла собой низкое гористое плато, дугообразно обрамлявшее внутреннее поле синеклизы. Енисейский кряж, Еркинеевское поднятие и Ангарские складки являлись горными ограничениями Мурско-Тасеевской впадины с запада и севера. Чуно-Бирюсинское поднятие, образующее ее борт на юге, представляло собой сравнительно высокое плато. Пониженные участки рельефа, а вероятнее всего, система долин, открывавшихся к северу и

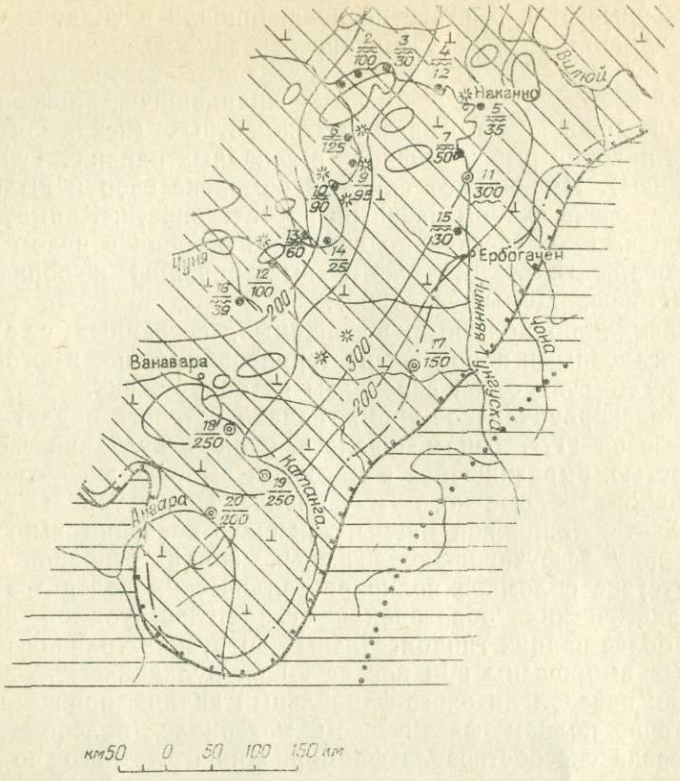


Рис. 7. Литолого-палеогеографическая схема для раннетриасового времени (раннекорвунчанский век).
Усл. обозн. см. рис. 6.

северо-востоку, были областями аккумуляции пирокластического материала.

Несмотря на то, что палеогеографическая среда существенно влияла на распределение фаций, состав и строение их, по-видимому, определялись характером и продолжительностью вулканических выбросов, а также местоположением на местности. К настоящему времени в результате тектонических причин и интенсивной эрозионно-денудационной деятельности (Тунгусская синеклиза после накопления эффузивно-пирокластической толщи и доныне остается областью денудации) были уничтожены все вулканические постройки — стратовулканы с потоками лав. Точного ответа на вопрос, каков был характер и тип извержений, связанных с основной магмой в платформенных условиях, в литературе нет. Автор настоящей работы на основе анализа состава и строения вулканогенной толщи, пользуясь методом актуализма, может лишь предполагать характер и место вулканических извержений. Чтобы установить наиболее вероятный тип проявлений древней вулканической деятельности,

следует привести описание извержений в историческое время в качестве сравнительного материала.

По характеру, по силе проявления и исходным продуктам в современной вулканологической классификации различается шесть типов вулканической деятельности: гавайский, стромболианский, вулканский, плинианский, пелейский и катмайский.

Разделение вулканологами всех существующих вулканов на шесть категорий, по-видимому, несколько упрощает действительную картину. На самом деле все было значительно сложнее, и многие вулканические сооружения прошли весьма долгий и сложный путь, причем изменилось их поведение и состав магмы. Нередко в процессе одного и того же извержения менялся его тип.

Извержения некоторых из указанных типов могут быть применены для объяснения происхождения древних пирокластитов центральной части Сибирской платформы. Автор работы, исходя из фазности и ритмичности развития платформенного траппового вулканизма и своеобразия пирокластики, имеет возможность судить о характере его проявления.

После тутончанского пароксизма, выразившегося в массовом выбросе вулканического пепла через первичные вулканы взрывного типа, наступил период покоя, в течение которого формируются туфогенно-осадочные образования. Корвунчанская активизация связана с ростом магматических очагов по окраинным частям Тунгусской синеклизы и внутри ее по наиболее ослабленным и проницаемым зонам. Критический момент развития магматических камер выразился в мощных извержениях ультравулканского типа. По-видимому, активизировались и дали взрывы и излияния лав потухшие вулканы тутончанского времени. Кроме того, зародились вулканические аппараты на оперяющих главные зоны разрывах, давшие массу пирокластического материала.

Большая мощность туфогенных пород и однообразный минеральный состав их могут свидетельствовать либо о катастрофичности извержений, либо о многочисленности вулканов и продолжительности их жизни. На наш взгляд, несомненно имело место как первое, так и второе. О многочисленности вулканических центров говорят прежде всего огромные площади распространения вулканокластических пород: туфобрекчий и агломератов. Литолого-фациальный состав пород вулканогенной толщи в вертикальных разрезах удаленных друг от друга участков свидетельствует о многократности и приблизительной синхронности извержений по отдельным зонам. Юго-восточная часть Тунгусской синеклизы, включая Чемдальско-Илимпейский прогиб, представляла собой наиболее активную вулканическую зону. Как установлено, она активизировалась на фоне преобладающего общего поднятия и связана с единой тектоно-магматической системой, следовательно, вулканизм мог оживляться одновременно во многих вулканах. Такое предположение подтверждается од-

новременным действием 25 вулканов после землетрясения в Перу и Чили в 1952 г. (Апродов, 1965). Судя по огромной мощности и сравнительно однообразному литолого-фациальному составу пород (преобладают фации жерловые, околожерловые и грязевых пирокластических потоков), юго-восточная окраина Тунгусской структурно-вулканической области явилась основной зоной разгрузки подкоровой энергии базальтовых магматических очагов, по всей вероятности, грандиозных размеров. Подкоровый очаг только под одной Ключевской сопкой, по данным Г. С. Горшкова (1958), имеет около 40 км в диаметре и мощность до 15—20 км.

Резко угловатые обломки витрогиалобазальтов и микропорфиритов, а также частое отсутствие типичных вулканических образований — бомб и лапиллей — дают основание говорить о пароксизме. В результате пароксизма значительная часть старых построек взрывалась и дробилась, так же как и жерловая пробка и потоки лав, давая начало образованию грубообломочных эруптивных брекчий из материала остывшей основной лавы. В литературе описаны случаи таких взрывов. При извержении вулкана Безымянного высота стратовулкана уменьшилась на 200 м, при этом в результате разрушения лавовых потоков образовалась каменная лавина (Горшков, 1958). В условиях пароксизма лава превращалась в раздробленный и распыленный материал, образующий щитообразные насыпные вулканы и шлаковые эруптивные пирокластические конусы, обусловившие сухие каменные лавины и грязевые пирокластические потоки. Для грязевых потоков характерна грубая перистая слоистость, отсутствие сортировки грубообломочного материала и захват на своем пути обломков осадочных пород, слагающих поверхность.

Кроме того, собранный фактический материал по Сибирской платформе позволяет различать жерловую и околожерловую фации агломератов. Жерловая фация вулканических аппаратов представляет собой смесь неотсортированных угловатых обломков основной магмы с обломками прорванного осадочного чехла. Жерловые и околожерловые фации, наблюдаемые нами во внутреннем поле синеклизы (бассейн р. Илимпеи), соответствуют жидкому состоянию исходной магмы, лапиллиевые и агломератовые спекшиеся брекчии — жидкой и полуостывшей лаве.

Присутствие обломков и шарообразных бомб со скорлуповатой отдельностью и полнокристаллической структурой говорит о наличии здесь более ранних глубинных интрузий, соприкасавшихся при внедрении с водой (Ритман, 1964). Однако не исключена возможность образования подобных лав в кратерах вулканов. Наряду с выбросом массы эксплозивного и эруптивного грубообломочного материала в воздух извергалось огромное количество вулканического пепла, который переносился ветром на большие расстояния — иногда на 500 км (при современных извержениях вулкана Безымянного). Пеплопады на Сибирской

платформе, по-видимому, были весьма мощными и продолжительными, так как отмечаются пачки пепловых туфов мощностью до 50 м. Взрывы носили периодический характер, что хорошо фиксируется по локальным размывам и наличию линз переотложенных туфогенных пород, отвечающих микрофациям конусов выноса, русловых и озерных осадков.

Фации покровных мелкообломочных, пепловых, пизолитовых туфов и туффитов располагались в пониженных участках рельефа, удаленных от очагов вулканической деятельности и являвшихся областями аккумуляции продуктов размыва пород как пирокластического и эруптивного, так и осадочного происхождения. Во внутреннем поле Тунгусской структурно-вулканической области часты наложения одной фации на другую и локальные размывы, что, вероятно, свидетельствует о разновременности и значительности перерывов между отдельными вулканическими выбросами.

Локализация центров извержений происходила в местах дробления вдоль оперяющих разломов, сопряженных с зонами региональных глубинных разломов.

Позднекорвунчанское время, соответствующее третьему тектоническому ритму туфовой фазы, характеризуется ослаблением вулканических проявлений в южной и юго-восточной частях Тунгусской синеклизы и преобладанием эрозионно-денудационных процессов. Палеогеографическая обстановка этого времени способствовала нивелировке вулканического рельефа в южной и юго-восточной частях области и переотложению продуктов вулканических выбросов.

Аккумуляция происходила в эрозионных впадинах и на участках локальных погружений (рис. 8), сопряженных с зонами разломов. Область седиментации в целом по сравнению с предыдущей раннекорвунчанской значительно сдвинулась к северу. Основной бассейн накопления вулканотерригенных образований в позднекорвунчанское время связан с зоной Тетейско-Илимпейского разлома, простирающегося в северо-северо-западном направлении. Наибольшие амплитуды погружения (до 200 м и более) отмечаются в бассейне среднего и верхнего течения р. Илимпея и прослеживаются далее к северу в пределы Туринской впадины, где в разрезе заметную роль начинают играть синхронные покровы лав.

Вероятно, в рамках тех же унаследованных нисходящих тектонических движений происходило заложение многих юрских впадин вдоль зоны Ангаро-Вилюйского разлома, что легко устанавливается по залеганию нижнеюрских песчано-галечных отложений на осадочно-вулканогенном ложе.

Подводя итог фациально-палеогеографическому описанию корвунчанского времени, следует сказать, что южная и юго-восточная части Тунгусской синеклизы представляли собой область интенсивного континентального вулканизма, физико-химическая обстановка которой не способствовала концентрации осадочных

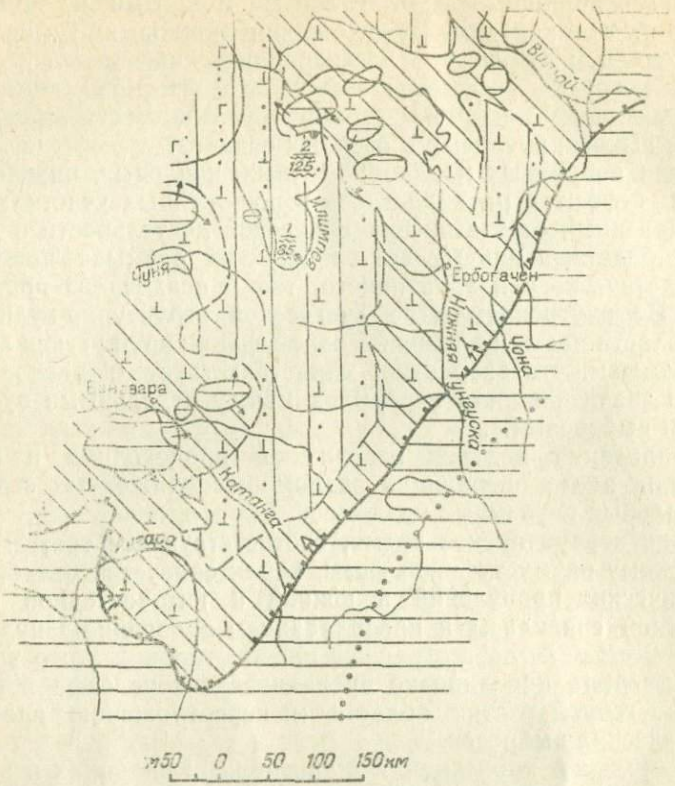


Рис. 8. Литолого-палеогеографическая схема для раннетриасового времени (позднекорвунчанский век).
Усл. обозн. см. рис. 6.

полезных ископаемых. Это вполне объяснимо, во-первых, быстрым накоплением вулканогенных образований и, во-вторых, высокой тектонической подвижностью региона. Тем не менее древние вулканогены являются объектом на поиски магматогенных месторождений — железных руд и исландского шпата. Вулканокластические образования в зонах интенсивного дробления и интрудирования траппами часто становятся коллекторами для рудоносных постмагматических растворов.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ТРАППОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА

Общие закономерности сочетания магматических проявлений с тектоническими движениями рассматривались многими исследователями (Афанасьев, 1955; Белоусов, 1962; Билибин, 1955;

Вакар, 1957; Бакар, Лебедев, 1962; Кузнецов, Ю. А., 1951, 1962; Лебедев, 1955; Лурье, Масайтис, 1966; Малеев, 1964; Одинцов, 1953, 1958, 1962; Оффман, 1959; Пейве, 1956а; Полканов, 1955; Флоренсов, 1960; Хаин, 1964; Шейнманн, 1959, и др.).

Как известно, наиболее обоснованным и общепринятым является представление о тесной связи эксплозивно-эффузивной магматической деятельности с геосинклинальным режимом развития земной коры. В обобщенном виде это изложено в работах вышеуказанных исследователей. Зоны вулканизма и магматизма в современной структуре складчатых областей прослеживаются повсеместно в виде вулканических поясов, сложенных различными фациями вулканогенных образований.

Известно также, что древние активизированные платформы характеризуются интенсивным проявлением траппового вулканизма, продукты которого слагают мощный чехол эффузивно-пирокластических пород. В пространстве и во времени развитие эффузивно-вулканической деятельности на платформах связано с активизацией глубинных разломов и формированием глубоких прогибов типа авлакогенов и крупных внутриплатформенных впадин — синеклиз (Днепровско-Донецкий прогиб, Тунгусская, Карусская, Паранская и Деканская синеклизы.)

Однако многие вопросы взаимосвязи тектоники и основного эффузивного вулканизма остаются далеко не решенными. В частности, вопрос о первопричинах тектонической активизации *древних консолидированных платформ и зарождении магматических* очагов рассматривается с различных теоретических позиций. Некоторые исследователи (Белоусов, 1962; Одинцов, 1962, и др.) считают тектоно-вулканическую активизацию древних платформ следствием глубинных (мантийных) процессов.

Другая группа во главе с Ю. М. Шейнманном (1959) придерживается мнения о сопряженности активизации платформ с развитием обрамляющих геосинклиналей. В частности, зарождение и развитие траппового вулканизма на Сибирской платформе он связывает с движениями в складчатых зонах в Таймырской геосинклинали и северо-западной части Верхоянской геосинклинали.

Приблизительная синхронность платформенного базальтового вулканизма с развитием окружающих геосинклинальных зон, по мнению этих исследователей, прямо указывает на их взаимосвязь. Трудно представить тектоническую активизацию громадной территории Сибирской платформы и проявление в колоссальных масштабах траппового вулканизма и эффузивно-интрузивного магматизма только под действием геосинклинали на ее крайнем севере, *хотя несомненно, что северо-западная часть* платформы и участки, непосредственно граничащие с Таймырской геосинклиналью, развивались под влиянием ее.

По данному вопросу автор работы разделяет теоретические представления В. В. Белоусова (1962), которые сводятся к следующему:

1) тектоническая активизация платформ с массовым проявлением платобазальтов есть следствие закономерного развития процессов дифференциации подкорового вещества, вызывающих усиление крупных волнообразных колебательных движений;

2) появление глубинных разломов нарушает равновесие в мантии и приводит к расплавлению, местной дифференциации магмы и интенсивной вертикальной циркуляции.

Расчеты Е. А. *Любимовой* (1968), Г. С. *Йодера* и К. Э. *Тилли* (1965) и других, приведенные с целью оценки возможных интервалов плавления, расширили наши познания о глубинном (*мантийном*) состоянии вещества. Основные выводы их исследований касаются определений термодинамических условий зарождения очагов плавления. При этом в расчете учитываются главные факторы — давление и температура. Внезапное нарушение одного из них приводит к резкому изменению термодинамических условий состояния вещества на глубине. Как установили указанные авторы, под действием перераспределения масс, создаваемого тектоническими напряжениями, происходит внезапное снятие давления при той же температуре, что приводит к плавлению глубинного материала.

С подобных позиций развитие основного и щелочно-ультраосновного магматизма на Сибирской платформе рассматривается в работе М. М. Одинцова, Б. М. Владимирова и В. А. Твердохлебова (1967). Изучение основного и щелочно-ультраосновного магматизма Сибирской и Западно-Африканской платформ позволило им установить единый тектоно-магматический цикл, в котором эволюция магматизма, с одной стороны, отражает термодинамические состояния земной коры, с другой — направленное изменение состава магмы во времени от толеитового до щелочно-ультраосновного и который вполне закономерен для *тектонического развития платформ*. Источником энергии для появления обеих магм, по их представлениям, является только спад давления, т. е. нарушение термодинамического равновесия в глубоких частях земной коры, с участием величин второго порядка — радиактивного распада и конвекционных токов. Глубины зарождения магматических расплавов должны находиться в определенных пределах температур и давлений; минимальное давление 15 кбар, температура 1100° С; они определяют минимальную глубину заложения очагов плавления —50—55 км (по Йодеру и Тилли, 1965). Трапповая формация — одна из четырех вулкано-магматических ассоциаций толеитовых базальтов — широко распространена в виде пирокластической, субвулканической, интрузивной и эффузивной фаций и может зарождаться на глубине 50—55 км.

Зоны глубинных разломов играют определяющую роль в процессе развития тектоно-магматического цикла и являются генерирующим фактором в зарождении магматических очагов. Фазное развитие и изменение состава магматических пород отражают длительность жизни зон глубинных разломов и пери-

одическое их подновление. Причина возобновления их жизни, как установлено,— нарушение термодинамического равновесия.

Главная роль зон глубинных разломов большой протяженности и длительного развития в истории земной коры подчеркивается в работах В. В. Белоусова (1962), А. В. Пейве (1956б), В. Е. Хаина (1962), Ю. М. Шейнманна (1959) и др. Глубинные разломы отражают генетическую и пространственную связь магматизма с тектонической структурой. Образование глубинных разломов сопровождается расколами не только цоколя фундамента, но и базальтовой коры, разлом служит генератором магмы. Кроме того, в зоне глубинного разлома образуются разнообразные нарушенные участки в более высоких горизонтах земной коры, создаются условия проницаемости при движении отдельных ее блоков, возникают нарушения в залегании пород осадочного чехла типа флексур, зон смятия, надвигов, сбросов, грабенов и горстов — все это улучшает проницаемость коры и чехла. Рассматривая пространственное расположение глубинных разломов на Сибирской платформе, А. В. Пейве установил разломы, окаймляющие Тунгусскую синеклизу, которые он связывает с планетарными диагональными (северо-восточными и северо-западными) направлениями трещин общей делимости Земли.

ОБЩИЕ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПЛАТФОРМЫ

Вопрос, поставленный в данном разделе, далек от своего разрешения; автор, однако, считает возможным на основе имеющихся материалов и личных наблюдений предложить свою схему развития тектоно-вулканической активизации в пределах юго-восточной части Тунгусской синеклизы, несколько отличную от разработанных ранее. Эту схему нужно рассматривать как рабочую, нуждающуюся в дальнейшем уточнении.

Принимая во внимание гетерогенность строения фундамента платформы (Шатский, 1932), т. е. наличие в нем древних разнородных структурно-тектонических зон, в виде древних складчатых и вулкано-магматических комплексов, локализующихся в определенных поясах, автор склоняется к мысли о развитии этих зон в унаследованном плане не только в рифейское время, но и в последующие эпохи. По-видимому, участки фундамента платформы, обладающие сложным тектоническим строением с различными древними фациальными комплексами и интрузиями, представляют собой наиболее ослабленные зоны в цоколе платформы. По этим зонам распределяется как общее геотектоническое, так и внутриплатформенное напряжение, что ведет к глубинному трещинообразованию и разуп-

лотнению глубинного вещества, а далее к нарушению термодинамических условий его твердого состояния и зарождению очагов плавления (Любимова, 1968).

Как показал анализ мощностей и состава нижнепалеозойских отложений Сибирской платформы (Корешков, 1960), постепенно замиравшие погружения в ордовике и силуре сменились устойчивым поднятием в девоне. Однако выводы И. В. Корешкова о существовании крупного сводового поднятия в центральной части Сибирской платформы и обрушении его с образованием структур типа грабенов, на наш взгляд, не совсем правильны. И. В. Корешков сравнивает выделяемое им сводовое поднятие в центре Сибирской платформы с мезокайнозойскими сводовыми поднятиями: Байкальским, Восточно-Африканским, Тянь-Шаньским и другими, подразумевая их генетическое родство, но, на наш взгляд, именно на этом сравнении можно убедиться в неправильности проводимой аналогии.

Названные сводовые поднятия имеют определенную систему рифтовых структур со слабыми вулкано-магматическими проявлениями, что не свойственно Тунгусской синеклизе, на месте которой предполагается свод. Кроме того, для всех перечисленных сводовых поднятий характерны древние оледенения, которые фиксируются по ледниковым отложениям — «тиллитам» (дю Тойт, 1957; Салоп, 1967), залегающим в основании разрезов, что не наблюдается в центре Сибирской платформы. Поэтому нельзя провести полной аналогии с другими мезокайнозойскими поднятиями. Если допустить компенсацию воздымания погружением в чистом виде, то простые расчеты говорят о том, что небольшие девонские впадины едва ли могли обеспечить такую амплитуду воздымания предполагаемого свода на месте Тунгусской синеклизы, при которой образовались бы трещины растяжения, не говоря уже о нормальных сбросах большой протяженности.

Несомненно, поднятие рассматриваемой части платформы имело место в течение всей девонской эпохи, что подтверждается и исследованиями автора, но это воздымание не носило характера сводового, а было дифференцированным.

Тенденция к дифференцированному поднятию обусловлена все более увеличивающимися напряжениями, создаваемыми перераспределением глубинных масс под платформой (Белоусов, 1966). Знаки дифференцированных движений к началу верхнего палеозоя были предопределены в первую очередь системой длительно развивающихся ослабленных зон цоколя платформы и нижнепалеозойским структурным планом. Основными структурными элементами по фундаменту платформы на рассматриваемой территории были следующие: зона Ангаро-Вилюйского разлома, Тушамская, Туринская, Мурская впадины и Чуньско-Вилюйское поднятие. Существование этих крупных структур по нижнепалеозойским отложениям устанавливается палеоструктурным анализом.

В условиях дифференцированных движений разрядка напряжений (растяжения) происходила прежде всего на границах указанных структур, развивавшихся унаследованно в течение верхнего палеозоя и мезозоя. Наиболее глубокие трещины и расколы, характерные для начального этапа тектонической активизации платформы, достигали базальтового слоя и верхней части мантии, нарушая термодинамическое равновесие базальтового слоя. Таким образом, зарождались магматические очаги в зонах растяжения на периклиналях крупных валообразных структур. Закономерности современного распространения вулкано-магматических комплексов и складчато-глыбовых дислокаций осадочно-вулканогенного чехла позволяют выделить несколько зон растяжения. Наиболее мощная из них Ангаро-Вилюйская. По мере проникновения базальтовой магмы в верхние слои коры скорость дифференцированных движений резко возрастала, что отразилось в обособлении вулкано-тектонических структур в виде Чемдальско-Илимпейского прогиба, Тасеевской, Туринской и других впадин. Известно, что Тасеевская впадина в центральных, наиболее прогнутых частях сильно насыщена пластовыми интрузиями траппов (Жарков, 1963). Туринская впадина характеризуется массовым проявлением эффузивного вулканизма, а Чемдальско-Илимпейский прогиб — эксплозивной деятельностью. Все эти смежные крупные структуры, разделенные менее крупными поднятиями, в период тектоно-магматической активизации имели преобладающее неравномерное опускание с локализацией подводящих каналов в зонах растяжения на перегибах крупных структур. В литературе подобные структуры описаны — это Днепровско-Донецкая впадина и Тиманский прогиб на Русской платформе, впадина Карру в Южной Африке и другие, эффузивно-вулканическая деятельность в которых связывается с развитием глубинных разломов.

Однако механизм внедрения магматического расплава для депрессионных структур еще слабо разработан. Большинство исследователей эффузивную деятельность связывают с трещинными излияниями. Автор на основе анализа структурных особенностей размещения проявлений вулканизма и интрузий траповой магмы пришел к выводу о наличии зон растяжения на фоне опусканий, отвечающих максимуму амплитуды погружения. Тектонические напряжения в этих условиях способствовали трещинообразованию на дугах крупных прогибающихся структур в толще земной коры, что служит дополнительным фактором, влияющим на зарождение очагов плавления. Трещинообразование при резко дифференцированных движениях способствовало расширению локальных зон плавления базальтовой магмы и образованию единой траповой вулкано-магматической области. О специфике проявления вулканизма и закономерностях размещения интрузивных траппов в зависимости от геолого-структурных особенностей осадочно-вулканогенного чехла будет сказано ниже.

Позднепалеозойско-раннемезозойская тектоническая активизация Сибирской платформы, зарождение очагов плавления, их разрастание и образование единой структурно-вулканической области тесно связаны с развитием зон глубинных разломов. Относительно наличия и участия последних в ходе развития структуры платформы нет сомнения у большинства исследователей. Однако достаточно обоснованного представления о существовании зон глубинных разломов в центральной части Тунгусской синеклизы в литературе нет. Некоторые исследователи с общих тектонических позиций ограничивают Тунгусскую синеклизу глубинными разломами, развивающимися с момента заложения ее как депрессионной структуры. В пределах юго-восточной окраины синеклизы собран большой фактический материал, дающий основания выделять различные по форме и генетическим особенностям разрывные дислокации. Накопленный к настоящему времени геологический и геофизический материал позволяет значительно уточнить существующие представления о пространственном развитии зон разломов в пределах рассматриваемой территории.

На основе морфолого-генетических признаков зон разрывных дислокаций, последовательности смены литолого-фациальных комплексов во времени и пространственного их развития устанавливаются три категории разломов: 1) региональные зоны глубинных разломов (в осадочном чехле и скрытые); 2) разломы, приуроченные к блоковым дислокациям фундамента платформы; 3) трещинные (амплитудные и безамплитудные) нарушения, связанные с компенсационными опусканиями (рис. 9).

Развитие зон глубинных разломов в пределах рассматриваемой территории определяется направлениями региональных, диагональных (СВ, СЗ), реже субмеридиональных систем разрывов планетарного значения. Эти зоны разломов, особенно краевые, довольно хорошо выражены по верхним структурным этажам в виде крупных, сложно построенных флексур.

Наиболее изученная нами Ангаро-Вилюйская зона разломов впервые была установлена С. В. Обручевым (1932) и позднее рассматривалась М. М. Одинцовым (1953, 1962), П. С. Зайцевым (1954), Г. А. Кузнецовым (1957), И. И. Красновым и В. Л. Масайтисом (1955), П. Е. Оффманом (1959) и др. Большинство из них подчеркивало глубинность заложения этой зоны, основываясь на приуроченности к ней максимальной концентрации трапповых тел. Н. С. Зайцев выделил две зоны глубинных разломов, приуроченных к окраинам Тунгусской синеклизы. Первая зона прослеживается от подножия Восточного Саяна через район Братска к верховью Нижней Тунгуски (Ангаро-Вилюйская); вторая зона проходит по юго-западной окраине синеклизы и на схеме разломов И. И. Краснова и В. Л. Масайтиса (1955) получила название Ангаро-Катангской. Г. А. Кузне-

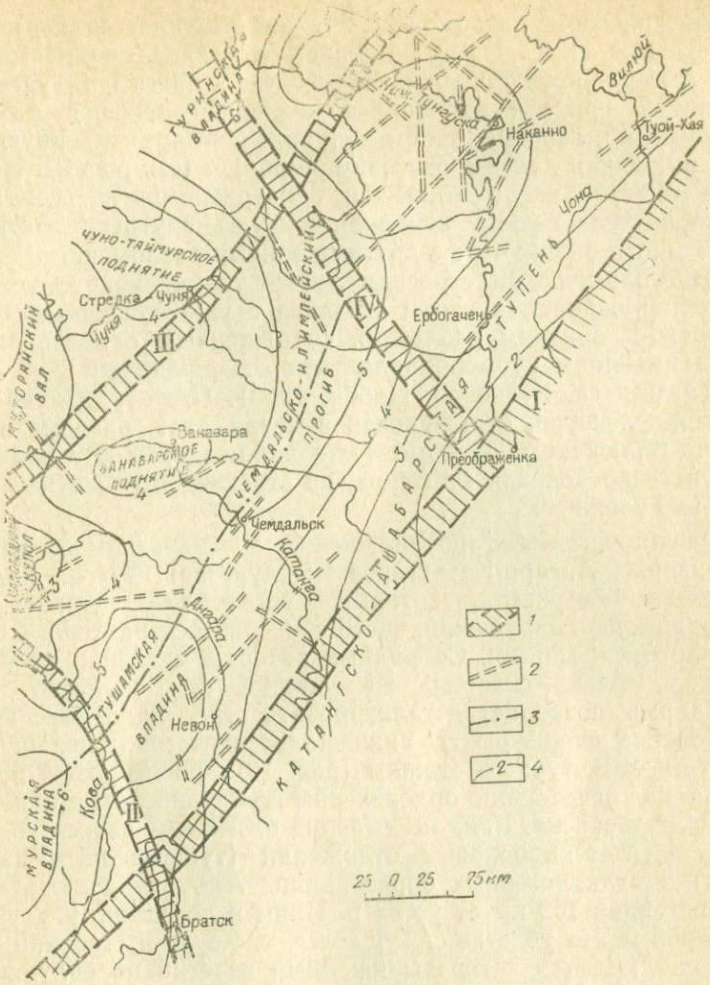


Рис. 9. Схема разломов юго-востока Тунгусской синеклизы (составил автор).

1 — зоны глубинных разломов (*I* — Ангаро-Вилюйская; *II* — Окино-Вихорево-Ковинская; *III* — Катангско-Чуньско-Илимпейско-Тунгусская; *IV* — Тетейско-Илимпейская); *2* — разломы фундамента, отраженные в пермо-триасовом структурном плане (параллельные и оперяющие); *3* — предполагаемые скрытые глубинные разломы; *4* — изогипсы рельефа фундамента.

цов (1957) описал складчато-разрывные нарушения, связанные с этой зоной на Тунгусско-Непском участке. По данным П. Е. Оффмана, Ангаро-Вилюйская зона разломов представляет собой юго-восточную часть системы «петельчатых» разломов, связанных с обрушением огромного Катангского сводового поднятия и ограничивающих наложенную Ванаварскую синеклизу.

Геолого-геофизические исследования последних лет позволяют значительно детализировать строение и развитие Ангаро-

Вилюйской зоны разломов в плане несколько отличном, чем представлял П. Е. Оффман. Пространственно она разграничивает Ангаро-Ленский нижнепалеозойский прогиб и Тунгусскую синеклизу, проходя широкой полосой (50—60 км) от устья р. Илима в северо-восточном направлении через северную излучину р. Непы и далее к бассейну р. Вилюя (см. рис. 9). Несмотря на то, что Ангаро-Вилюйская зона разломов на всем протяжении изучена весьма неравномерно, ее внутреннее строение имеет много общих черт с другими зонами разломов.

В геологическом строении Ангаро-Вилюйской зоны разломов обнаруживаются черты сходства с уже описанным Окино-Вихорево-Ковинским разломом, сопряженным с названной зоной и имеющим субмеридиональное северо-западное простирание (Замараев, Кузнецов, Цобин, 1962). Подобно Окино-Вихоревской флексуре, отражающей в чехле этот разлом, в зоне Ангаро-Вилюйского разлома тоже наблюдается крупная Ангаро-Тунгусско-Чонская флексура, но строение и развитие ее значительно сложнее.

Южная часть Ангаро-Вилюйской зоны разломов (среднее Приангарье, Ангаро-Катангское междуречье) изучена при геологосъемочных работах, которыми установлено наличие крупных разрывных нарушений, часто сбросового характера, с интрудированием траппами. Собранный автором материал по профилю колонковых скважин на участке с. Воробьево — устье рч. Едармы позволяет детализировать строение Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры по нижнепалеозойскому и верхнепалеозойскому структурным этажам (рис. 10). Флексуровый перегиб начинает намечаться по ордовикским и силурийским отложениям ниже с. Воробьева. Вниз по течению р. Ангары разрез увеличивается за счет карбоновых отложений (тушамская и катская свиты) и вулканогенных образований. Амплитуда погружения на расстоянии 109 км от устья р. Илим и до устья р. Тушамы около 450 м. На участке с. Тушама — с. Кеуль в строении флексуры наблюдается четко выраженный перегиб по силурийским породам (скв. 5) с массовым проявлением интрузивных траппов. Ниже этого участка, по существу, начинается поле сплошных вулканогенных пород с присущей ему складчато-глыбовой структурой. Амплитуда погружения становится еще значительней (свыше 500 м) за счет проявления терригенно-угленосных отложений бургуклинской свиты (P_1) и осадочно-вулканогенных образований тутончанской и корвунчанской свит. Кроме того, об увеличении амплитуды к Тунгусской синеклизе и конседиментационном росте флексуры свидетельствует распределение терригенных фракций верхнепалеозойских угленосных отложений — в разрезе уменьшается количество прослоев внутриформационных конгломератов и увеличивается роль песчано-глинистого материала (Павлов, Домышев, Ломоносова, 1968).

Исходя из анализа структурно-тектонических форм и литолого-стратиграфических комплексов пород, слагающих флексуру,

автор считает началом активизации зоны глубинного разлома поздний девон — ранний карбон. С этого времени зона разлома продолжает развиваться вплоть до настоящего времени с максимальным проявлением в ней траппового вулканизма и магматизма в поздней перми и раннем триасе. Пространственная ориентировка полей развития континентальных отложений, начиная от нижнего карбона и до нижней юры включительно, характеризует данную структуру как платформенную структуру первого порядка. Четко выраженный по нижнепалеозойским (O—S) отложениям флексурообразный перегиб осложнен складчато-глыбовыми дислокациями более высоких порядков, что находит отражение в пермо-триасовом и юрском структурных ярусах. Это может быть объяснено ступенчатым строением фундамента платформы в зоне флексуры и неравномерными движениями отдельных блоков.

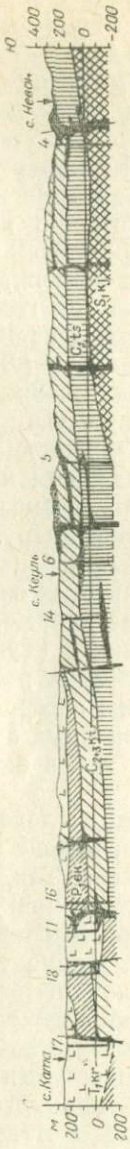


Рис. 10. Геологический разрез Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры в Среднем Приангарье (*составил автор*).

1 — кежемская свита (S_1kj); *2* — тушамская свита (C_1ts); *3* — катская свита ($C_{2+3}kt$); *4* — бургуклинская свита (P_1bk); *5* — корвунчанская свита (T_1kr); *6* — интрузивные траппы; *7* — линии разломов; *8* — колонковые скважины и их номера.

Тектоническая активизация зоны разломов и связанные с ней деформации и траппопроявления протекали в несколько фаз различной интенсивности, о чем свидетельствуют данные М. М. Одинцова (1953, 1958), М. Л. Лурье и В. Л. Масайтиса (1960) и В. И. Гольшаковой (1961). Удается наметить четыре четких этапа: первый соответствует *началу заложения* Тунгусской синеклизы (C_1), накоплению осадков в карбоне и перми, активизации магмы и образованию гипабиссальных интрузий; второй (P_2—T_1) — массовому проникновению базальтовой магмы в приповерхностные слои с проявлением эксплозивного *вулканизма и формированием* осадочно-вулканогенного чехла; третий — массовому проникновению базальтовых масс в виде секущих и штокообразных интрузий в породы второго этапа с формированием мощных зон дробления осадочного чехла. Четвертый этап (нижнеюрский) связан с компенсационными погружениями, сопряженными с зоной Ангаро-Вилюйского разлома

путем изолированных впадин: Эдучанской, Поливинской, Чульской, Тетейской и др. (см. *рис. 11, тектоническая карта*).

Все перечисленные литолого-фициальные комплексы верхнепалеозойских и мезозойских отложений не выходят за пределы окраинной части синеклизы, исключая отдельные синклинали в северо-западной части Непской зоны складок. Кроме того, увеличение мощности четвертичных отложений и сильная современная заболоченность этих впадин свидетельствуют о развитии зоны разлома вплоть до настоящего времени. Дополнительным фактом, подтверждающим глубинность заложения разломов и существования сопряженных зон разгрузки подземных вод, является повышенный геотермический градиент вод по скважинам, пробуренным в бассейне р. Лены, в бассейнах Маркова, Киренска и Усть-Кута (Лысак, 1962; Пиннекер, 1962). Возможно, что при приближении к зоне Ангаро-Вилюйского разлома геотермические аномалии будут значительно выше, так как проницаемость и раздробленность цоколя платформы и пород чехла более интенсивная, чем на северо-западе Ангаро-Ленского прогиба. Кроме того, повышение геотермического градиента можно ожидать в связи с интрузиями траппов, корни которых сопряжены с глубинными, более нагретыми базальтовыми массами в бывших магматических очагах.

Геофизические данные, полученные на участках геологически слабо изученных (Тунгусско-Ерминский район), свидетельствуют о повышенной раздробленности описываемой флексуры с преобладающим северо-восточным направлением магнитно-активных четко линейных аномалий, связанных как с выходящими на поверхность, так и с залегающими на глубине интрузиями траппов.

Маршрутными исследованиями и геологической съемкой в рассматриваемом районе также устанавливается резкий флексурообразный перегиб. Так, на участке с. Преображенка (р. Нижняя Тунгуска), на правом берегу, обнажены красноцветные породы верхоленской свиты, а на левом — серые массивные песчаники карбона. Кроме того, этот факт указывает на дифференцированный характер развития зоны разлома в пространстве (скорость и знаки движений отдельных участков в зоне разлома были различные, о чем свидетельствует выпадение из разреза карбонатно-терригенных отложений ордовика, силура и девона). К северу от данного участка (вплоть до с. Ербогачен) наблюдается полоса мощных секущих и пластовых интрузий траппов с преобладающим северо-восточным простиранием, что, на наш взгляд, говорит о сходных геолого-тектонических условиях в период внедрения траппов и о существовании открытых трещин, которые служили подводящими каналами для магмы.

Подводя итог описанию крупнейшего внутриплатформенного структурно-тектонического шва, следует сказать, что ограниченность данных о глубинном строении рассматриваемой зоны разломов не позволяет уверенно судить о его предкарбоновой

истории. Однако автор, следуя за Н. С. Шатским (1932) и А. В. Пейве (1956), считает, что Ангаро-Вилюйская зона разломов развивалась и в докарбоновое время, соответствуя, по всей вероятности, ослабленной зоне фундамента платформы, способствовавшей интенсивному проникновению магмы в осадочный чехол. В пользу такого предположения свидетельствует многофазное развитие основного и щелочно-ультраосновного магматизма в сопряженных с зоной разломов районах — в Присаянье, в северо-западной части Патомского нагорья и др. (Лурье, Масайтис, 1966; Гоньшакова, 1958; Одинцов, Владимиров, Твордохлебов, 1967), а также складчато-разрывные дислокации в бассейне р. Непы, в значительной степени связанные с деятельностью Ангаро-Вилюйского разлома. Кроме того, на то же указывает синхронное существование структурно-формационных областей — стабильной, центральная часть платформы, и подвижной, Ангаро-Ленский прогиб (Замараев, 1967), разделом между которыми и являлась зона глубинного разлома (по представлениям автора) в нижнем палеозое.

Не менее мощная зона скрытого глубинного разлома, намечается вдоль юго-восточного борта погребенного среднепалеозойского Чуньско-Вилюйского поднятия (Домышев, 1971), которая протягивается субпараллельно описанному. Она начинается от урочища Кривляки (р. Подкаменная Тунгуска) и проходит через бассейны Южной и Северной Чуни, Илимпеи и Вилюя. Эта зона скрытого глубинного разлома изучена еще недостаточно, чтобы дать полную ее характеристику, однако личные полевые наблюдения в сочетании с геолого-геофизическими материалами предыдущих исследователей дают основания для ее выделения. Отдельные ее фрагменты были изучены автором в бассейнах рек Подкаменной Тунгуски (урочище Кривляки), Северной Чуни, Илимпеи и Нижней Тунгуски. На этих участках наблюдаются сложные блоковые структуры, разбитые системами разрывов (часто со смещениями) преимущественно северо-восточного простирания. Как правило, разрывы сопровождаются инъекциями траппов, нередко со значительной гидротермальной переработкой вулканогенных пород и эндогенной шпатовой и магнетитовой минерализацией. Между этими участками с отчетливо выраженными приразломными формами, главным образом сбросового характера, зона скрытого разлома (Катангско-Чуньско-Илимпейско-Тунгусского) прослеживается по сгущению секущих дайковых и крупных штоковых интрузий траппов.

Области, ограниченной двумя зонами глубинных разломов, в рельефе фундамента соответствует прогиб с амплитудой погружения 1,5—2 км (относительно Ангаро-Ленского прогиба). Учитывая пространственную сопряженность Чемдальско-Илимпейского прогиба с Тушамской, Мурской и Тасеевской впадинами на юго-западе платформы и с Вилюйской на Востоке, можно выделить единую крупнейшую структуру типа сквозного авлакогена, развившуюся от верхнего палеозоя до юры включительно.

К указанной же категории зон глубинных разломов относятся предполагаемые скрытые разломы, которые соответствуют наиболее прогнутым частям впадин и крупных прогибов, выполненных в основном вулканогенными образованиями. На поверхности они фиксируются по сгущению разрывов, даек, штоков, крупных интрузий и нередко аппаратов центрального типа (бассейн р. Илимпеи). Все эти зоны разломов, показанные на рис. 9, выделены на поверхности по складчато-разрывным дислокациям и проявлениям траппового магматизма (флексурам, интенсивному дроблению со сбросами и линейным секущим телам траппов). Большинство из них фиксируется линейными магнитными аномалиями.

Кроме перечисленных главных региональных зон разломов глубокого заложения северо-восточного простирания, устанавливаются разломы северо-западного направления, менее четкие и сравнительно молодые. Наиболее мощная зона в системе разломов северо-западного простирания (Илимпейско-Тетейская) изучена нами в бассейне р. Илимпеи. Эта зона представлена системой субпараллельных разрывных нарушений, часто со сбросовой составляющей, к которым приурочены дайки траппов. В обнажениях среднего течения р. Илимпеи отмечаются резкие стыки по крутым плоскостям верхнепермских песчаников и вулканогенных пород нижнего триаса. Прямолинейность современных долин Илимпеи (верхнее течение), Лимптэкана и совпадение по направлению со всеми притоками р. Тетеи, а также северо-западная ориентировка вытянутых тел траппов на водоразделах и характерная мелкая приразломная складчатость осадочно-вулканогенных пород подчеркивают общее направление этой мощной зоны разломов.

Ко второй категории разломов в пределах юго-восточной части Тунгусской синеклизы нами отнесены разломы, связанные с блоковыми дислокациями фундамента. Они выражены в осадочно-вулканогенном чехле чаще всего в виде линейно-вытянутых нарушений протяженностью до 100 км (Инаригдинско-Наканновская зона разломов) и нередко сопровождаются секущими и кольцевыми телами траппов. В структурном отношении эти разломы приурочены к периклинальным частям синклинальных структур.

К третьей категории отнесены системы разрывных нарушений небольшой протяженности (как амплитудные, так и безамплитудные с проявлением магматизма и сухие), представляющие собой частные случаи развития основных зон глубинных разломов и ориентированные в основном в соответствии с ними. Преимущественное развитие разрывные нарушения получили на магмоактивных участках и в меньшей степени в зонах компенсационных погружений.

Зоны глубинных разломов, предопределившие развитие магматических процессов на Сибирской платформе, явились основными путями для проникновения базальтовой магмы в осадоч-

ный чехол. Сопряженные же с ними оперяющие и параллельные разломы (вероятнее всего, места их пересечений) оказались наиболее благоприятными для взрывного вулканизма и в постмагматической фазе продолжали существовать как каналы для циркуляции гидротермальных рудоносных растворов.

ТИПЫ И РАЗВИТИЕ СКЛАДЧАТО-БЛОКОВЫХ СТРУКТУР

Как было показано выше, тектоническая структура рассматриваемой части синеклизы развивалась начиная с нижнего карбона и до нижней юры включительно, в несколько последовательных тектонических фаз различной интенсивности. В течение каждой последующей фазы формировались определенные структурные формы, налагавшиеся на формы предыдущей фазы и осложнявшие их. Соотношение верхнепалеозойского ($C_1 — P_1$), пермо-триасового ($P_2 — T_1$) и юрского структурных планов осадочно-вулканогенного чехла отражает унаследованные дифференцированные движения фундамента платформы. Главным фактором в развитии тектонической структуры является обновление древних внутриплатформенных тектонических подвижных зон разломов.

Ввиду отсутствия до сего времени сколько-нибудь полных описаний разрезов верхнепалеозойских отложений в пределах вулканогенного поля невозможно получить ясное представление о пространственном их развитии, поэтому выяснение взаимоотношений с подстилающим нижнепалеозойским структурным ярусом и особенностей структурно-тектонического строения весьма затруднено. Основываясь на личных наблюдениях и привлекая материалы предшествующих исследователей, попытаемся дать общую характеристику типов структур и объяснить основные черты истории их развития.

Рассматриваемая часть Тунгусской синеклизы граничит на юго-востоке с Непской зоной дислокаций и Непско-Батуобинским сложно построенным валом, на юге и юго-западе — с зоной Ангарских складок, Мурской впадиной и Чадобецким куполообразным поднятием. Ограничения синеклизы, определяемые в основном распространением древних пород осадочного чехла ($Cm — S$), имеют превышения около 1,5—2 км относительно глубоко погруженных частей синеклизы и осложнены складчато-глыбовыми дислокациями, нередко сбросового характера.

Внутреннее строение синеклизы более сложное, чем это изображалось ранее на тектонических схемах (Оффман, 1959, и др.). Основными формами, создающими структурный фон на исследованной нами части, являются крупные структуры второго порядка, выраженные в цоколе платформы: Ангаро-Тунгусско-Чонская флексура, Чуньско-Вилюйское погребенное поднятие и разделяющий их Чемдальско-Илимпейский прогиб (рис. 11).

Каждая из названных региональных структур обладает особенностями строения и пространственного развития. Юго-восточ-

ный борт Чемдальско-Илимпейского прогиба располагается на моноклинали вышеуказанной флексуры, но с резким погружением, часто сбросового характера. Северо-западный борт его выражен неотчетливо и проводится по нескольким выходам нижнепалеозойских пород (O_2) в бассейнах Северной и Южной Чуни, Иритки и Ейки. Осевая часть прогиба образует ясно выраженный коленообразный изгиб со сменой северо-восточного простирания в юго-западной части субмеридиональным в северо-восточной. Общая протяженность прогиба около 600 км, ширина изменяется от 150 км на юге (Ангаро-Катангское междуречье) до 250 км на Тунгусско-Илимпейском междуречье. Расширение прогиба и переориентировка его простирания, намечающаяся в бассейне среднего течения р. Илимпеи, обусловлена пересечением его с Тетейско-Илимпейским мульдообразным прогибом, имеющим северо-западное направление. Эти региональные структуры, в свою очередь, осложнены складчато-разрывными дислокациями более высоких порядков. Ниже дается морфолого-генетическая характеристика всех структурных форм в процессе их формирования.

Верхнепалеозойский структурный план. Прежде чем перейти к рассмотрению наиболее четко выраженного в современной структуре пермо-триасового структурного плана, необходимо остановиться на предшествовавшем верхнепалеозойском этапе, подготовившем весь ход дальнейшего развития центральной части Сибирской платформы.

По представлениям С. М. Замараева (1967), в течение продолжительного времени, начиная с нижнего кембрия и до силура включительно, центр Сибирской платформы представлял собой стабильную область, которая оставалась нетронутой складчатыми деформациями. Длительная стабильность центральной части платформы обусловлена внутренним жестким строением нижнепалеозойского чехла. О жесткости и значительном снижении пластичности пород можно судить по сокращению мощности соленосных отложений нижнего кембрия от Ангаро-Ленского прогиба по направлению к Тунгусской синеклизе. Приняв за основу дифференцированность и унаследованность развития основных платформенных структур и учитывая особенности строения осадочного чехла, автор данной работы устанавливает следующий ход развития их в течение верхнего палеозоя (С — Р).

Из стабильного высокого стояния в начале карбона центральная и северо-западная части платформы были вовлечены в медленные опускания, что обусловило накопление морских осадков на северо-западе, а на юго-востоке с момента заложения Тунгусской синеклизы шло отложение континентальных осадков большой мощности (от нескольких десятков до 500 м).

В начальный период тектонической активизации платформы обозначились контуры Тунгусской синеклизы и сложилась морфологически, по-видимому, простая ее внутренняя структура в

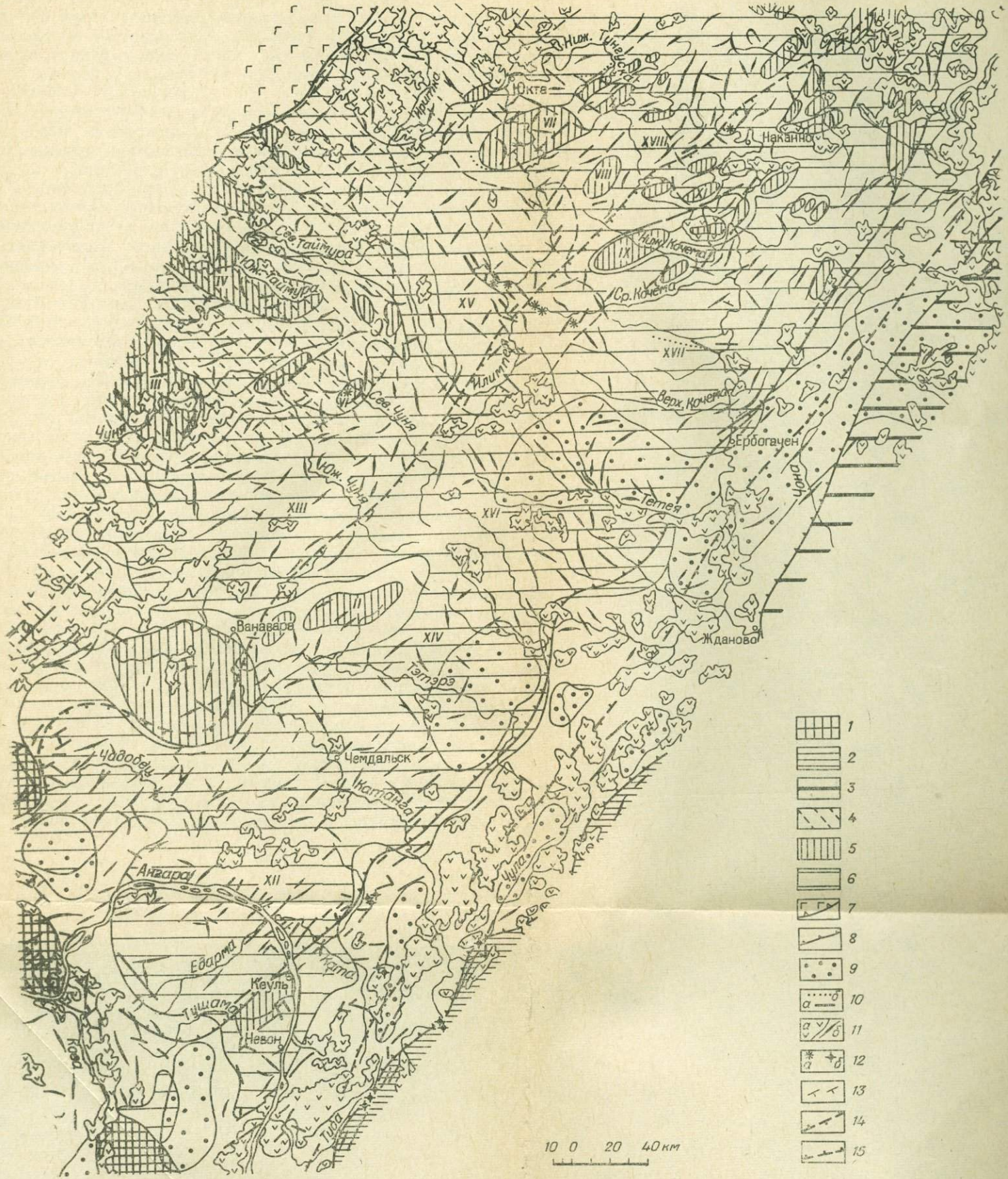


Рис. 11. Тектоническая карта юго-восточной части Тунгусской синеклизы (составлена по материалам Иркутского геологического управления, Восточно-Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья, Восточно-Сибирского аэрогеофизического треста, Красноярского геологического управления, Всесоюзного аэрогеофизического треста с использованием региональных тектонических схем М. М. Одинцова, В. А. Твердохлебова, Д. А. Туголесова, П. Е. Оффмана и других и личных маршрутных исследований).

Средне-верхнепалеозойские структуры второго порядка: *1* — Чадобецкое поднятие и зона ангарских складок; *2* — Непская зона дислокаций; *3* — Непско-Батуобинский вал; *4* — погребенное Чуньско-Вилюйское поднятие. Пермо-триасовые складчато-глыбовые дислокации: *5* — локальные купола, валообразные структуры и горст-антиклинали (I—XI); *6* — крупные полигональные мульдообразные прогибы и грабен-синклинали (*XII—XVIII*); *7* — юго-восточная граница Туринской впадины (туфолавовой толщи); *8* — контур региональной верхнепалеозойской Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры; *9* — наиболее глубокие юрские впадины мезозойского прогиба; *10* — разломы (*а* — установленные; *б* — предполагаемые); *11* — траппы (*а* — силлы, штоки; *б* — секущие дайки); *12* — вулканические структуры (*а* — центры извержений; *б* — трубки взрыва); *13* — элементы залегания; *14* — осевая часть зоны Ангаро-Вилюйского глубинного разлома; *15* — северо-западная граница мезозойского внутриконтинентального прогиба.

виде крупных плакантиклиналей, прогибов и флексур с пологими крыльями. В пользу существования подобной структуры свидетельствуют распределение литолого-фациальных комплексов пород карбона — перми и пологонаклонное залегание пород в непосредственной близости от нижнепалеозойского обрамления.

Пермо-триасовый структурный план. Данные исследований с учетом материалов предыдущих работ дают основание судить о характере тектонических движений трех фаз — предтуфовой, туфовой и интрузивной. Особое место в настоящей работе отводится туфовой фазе, для которой автор предлагает более дробное деление — на ритмы.

В поздней перми (предтуфовая фаза) юго-восточная часть Тунгусской синеклизы испытала кратковременное поднятие, выразившееся прежде всего в значительном размыве континентальной толщи верхнего палеозоя и в нарушении целостности как цоколя платформы, так и осадочного чехла. Воздымание региона носило неравномерный характер: центральная и северо-западная части синеклизы отставали в своем поднятии, о чем свидетельствуют большие мощности здесь верхнепалеозойских отложений (Полькин, 1965). В результате дифференцированных колебательных движений предтуфовой и туфовой фаз образовался своеобразный тектонический план.

Пологие синклинальные прогибы, флексуры и плакантиклинали, возникшие в предтуфовой фазе, определяли внутреннюю структуру синеклизы. В дальнейшем они развиваются по пути усложнения с формированием грабен-синклиналей и горст-антиклиналей в унаследованном плане. Современная тектоническая структура, которая в основном сохранила типичные черты мезозойских дислокаций, выглядит следующим образом (см. рис. 11). На фоне общего спокойного погружения (около 3—5°) к северу, северо-западу выделяется ряд крупных пологих структур типа валов, куполов и разделяющих их мульд. Морфология структур сравнительно проста: они пологие, широкие (от нескольких километров до нескольких десятков километров), с плавными погружениями на крыльях или флексурообразными перегибами. Флексуры чаще всего наблюдаются на северных и северо-западных крыльях структур (рис. 12). Это хорошо прослеживается по линиям разрезов пород в бассейнах средних и верхних течений Ангары, Катанги и Нижней Тунгуски, приуроченных соответственно к южной и юго-восточной окраинам Тунгусской синеклизы. На меридиональных пересечениях этих рек, протекающих почти вкрест простирания структур, наблюдаются крупные складчато-глыбовые дислокации, протягивающиеся по верхнепалеозойским отложениям и отраженные в туфогенных образованиях раннего триаса. Антиклинальные структуры (горст-антиклинали) вскрываются в виде отдельных крыльев, флексур и апикальных частей среди сплошного поля туфогенных пород.

В общем тектоническом плане грабен-синклинали представляют собой полигональные структуры, выполненные туфогенны-

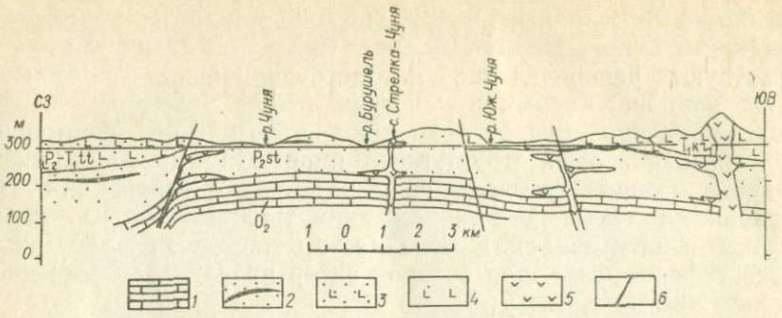


Рис. 12. Поперечный разрез Стрелкинской горст-антиклинали.

1 — известняки (O_2); *2* — песчано-угленосные отложения (P_2); *3* — вулканогенно-осадочные породы (P_2—T_1tt); *4* — вулканокластические образования (T_1kr_1); *5* — траппы; *6* — разломы.

ми образованиями и осложненные глыбовыми дислокациями более высоких порядков. Размеры крупных грабен-синклиналей в несколько раз (5—10) превышают размеры горст-антиклиналей. Разрывные нарушения, осложнившие эти структуры, приурочены в основном к периклиналям и местам флексурообразных перегибов. В исследованной части синеклизы различаются два морфологических типа антиклинальных складок: сундучный и куполообразный. Каждый из этих типов имеет закономерное пространственное развитие. По краевым зонам синеклизы складки представлены сундучным типом: флексурами, горст-антиклиналями и валами, чередующимися с грабен-синклиналями. Простирание их, как правило, северо-восточное, параллельно или субпараллельно юго-восточному контуру синеклизы. По динамическим условиям образования флексуры отнесены к шовным (надразломным) структурам, а пологие валы или горст-антиклинали — к отраженным (надглыбовым) дислокациям. По времени развития их надо отнести как к постседиментационным, так и к конседиментационным.

Во внутреннем поле синеклизы преобладают либо изолированные купола, либо осложненные поперечными дислокациями валы, значительно превышающие по размерам окраинные структуры. К ним относятся следующие структуры (см. рис. 11): Ванаварский купол (*I*), Верхне-Кулиндинская (*II*), Чуньская (*III*), Южно-Таймурская (*IV*), Стрелкинская (*V*), Северо-Чуньская (*VI*), Нижне-Илимпейская (*VII*), Хекелинская (*VIII*), Нижне-Кочемская (*IX*) крупные горст-антиклинали, Инаригдинская (*X*) и Наканновская (*XI*) группа мелких антиклиналей: Катангско-Ангарская (*XII*), Чуньско-Чамбинская (*XIII*), Тэтэрская (*XIV*), Илимпейская (*XV*), Тетейско-Малоереминская (*XVI*), Средне-Верхне-Кочемская (*XVII*) крупные грабен-синклинали и Наканновско-Инаригдинская группа мелких синклиналей (*XVIII*).

Примером конседиментационного роста антиклинальных структур может служить Стрелкинская горст-антиклиналь, являющаяся реликтом погребенного Чуньско-Вилюйского под-

нятия (см. рис. 12). Стрелкинскую антиклиналь слагают среднеордовикские органогенные известняки, верхнепермские песчано-угленосные отложения стрелкинской свиты и вулканогенно-осадочные образования тутончанской свиты. В ядре структуры, обнаженном на рч. Люгляне (правый приток Северной Чуни), выходят известняки, пронизанные инъекциями траппов, падающие к северу под углом около 39°. Крылья горст-антиклинали прослеживаются по нескольким обнажениям пород тутончанской свиты, которые, по-видимому, перекрывают известняки среднего ордовика (непосредственно контакта между ними не наблюдается). Сводовая часть этой структуры, изученная нами у с. Стрелка-Чуня, сложена песчаниками пеляткинской, а на крыльях — породами тутончанской свиты. Юго-восточное крыло структуры разбито разломами на три блока с общим субширотным простиранием. Углы падения на крыле трудно определимы вследствие интенсивных разрывных нарушений и мелкой пологой складчатости, но, в общем, они не превышают 8—10°. Северо-западное крыло более крутое (до 30°) и осложнено сбросом по довольно крутой плоскости (70°). Геологическое строение данной структуры подробно рассматривалось выше. Конседиментационный характер развития Стрелкинской структуры устанавливается по следующим признакам: 1) из разреза выпадают отложения верхнего ордовика, силура, девона и нижняя часть верхнего палеозоя тушамской (C_1), катской (C_2—C_3) и бургуклинской (P_1) свит; 2) в тутончанской свите содержатся тонкие линзовидные прослои кремнистых известняков, образовавшихся в результате эродирования поверхности карбонатных пород ордовика. Конседиментационный рост структуры в этой связи для позднепермского и раннемезозойского времени не должен вызывать сомнения. Что касается периода от верхнего ордовика до нижней перми включительно, то отрицать осадконакопление нельзя, поскольку сокращенные мощности отложений этого времени известны по ближайшей западной окраине (скв. 3 в бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски, ниже дер. Оскобы, вскрыла отложения бургуклинской свиты).

Кроме того, необходимо отметить такие важные факты (указывающие на конседиментационный характер роста отдельных структур и продолжительный перерыв в предтутончанское время), как наличие коры выветривания на карбонатных породах в бассейне р. Северной Чуни, выклинивание пород тутончанской свиты на периклиналях и увеличение ее мощности по направлению к осевым частям прогибов.

Амплитуды этих поднятий практически неопределимы, однако если учесть, что породы вулканогенно-осадочной толщи залегают в некоторых антиклинальных структурах на размытой поверхности среднеордовикских известняков, то можно полагать, что они имели громадные величины (порядка 500 м и более).

Ванаварская и Нижне-Илимпейская крупные горст-антиклинали и некоторые мелкие структуры Наканновско-Инаригдин-

ской группы (чаще всего небольшие блоки, развитые преимущественно в пределах крупного Чемдальско-Илимпейского прогиба) имеют горстовое происхождение. Крутые, нередко вертикальные ограничения блоков пород, главным образом пермского возраста, среди поля вулканогенных образований — яркое свидетельство посттуфового их образования. Автор различает горсты активно растущие, имеющие широко развитые в приразломных зонах шлейфы конгломератов и сопровождающиеся интенсивным траповым магматизмом, и, остаточные — следствие компенсационных погружений. Как одни, так и другие имеют свои морфологические особенности. Для активно растущих горстов характерны своеобразные зоны дробления, нарушение залегания, часто вследствие внедрения магмы. Туфы в приконтактовых частях в большинстве случаев содержат многочисленные кластические дайки, по составу идентичные с породами выступающего блока. Кроме того, наблюдаемые крупные ксенолиты осадочных пород в приконтактовых зонах свидетельствуют о разрушении их в период роста.

Остаточные (пассивные) горсты в отличие от первых располагаются преимущественно в зонах прогибов и впадин, со слабо или почти ненарушенным залеганием пород. В зонах контактов чаще всего наблюдаются следы скольжения, иногда брекчия трения или задирание слоев в вулканогенных породах.

Прежде чем приступить к объяснению характера тектонических движений в соответствии с предложенной выше фазностью, следует сказать о морфолого-генетических различиях между складчато-глыбовыми дислокациями юго-восточной части Тунгусской синеклизы и Непскими линейными складками, непосредственно граничащими с ними. Последние в своем пространственном развитии имеют субмеридиональную ориентировку, располагаются группами, кулисообразно и ограничены Ангаро-Вилюйским разломом. В целом зона Непских дислокаций состоит из морфологически довольно однообразных линейно-вытянутых складок, осложненных серией надвигов, часто с запрокидыванием к северо-западу.

Совершенно иной характер структуры наблюдается в юго-восточной части Тунгусской синеклизы, отграниченной от Непских складок зоной Ангаро-Вилюйского глубинного разлома.

Сложные, реже брахиформные общие очертания крупных куполов, валообразных поднятий и синклинальных прогибов, осложненных разрывными нарушениями, а чаще всего резко выраженные горсты и грабены не позволяют отнести структуры к типу антиклиналей и синклиналей, поэтому автором при описании структур приняты термины «горст-антиклиналь» и «грабен-синклиналь» (Белоусов, 1962), которые вполне отражают их генетический характер. Типичным для горст-антиклиналей является сочетание сравнительно пологого свода по верхнепалеозойским отложениям с довольно крутыми падениями, обычно соответствующими флексурам, периклиналям или ограничивающим

их разломам. Для грабен-синклиналей тоже характерны пологие залегания слоев осадочно-вулканогенных образований, но с более широко развитыми разрывными нарушениями и мелкой складчатостью, часто контролируемыми секущими телами траппов. Эти черты строения локальных структур подчеркивают различие механизмов их образования и обособляют каждую из указанных смежных областей (Ангаро-Ленский прогиб и Тунгусскую синеклизу).

Вопрос о том, что же послужило причиной тектонической активизации древних внутриплатформенных структурных швов (глубинных разломов) и каков ее характер в литологически неоднородных областях осадочного чехла, весьма сложен и мало разработан, поэтому автор ограничится общими положениями.

Активизация Ангаро-Вилюйской зоны разломов и первичное коробление в пределах юго-восточной части Тунгусской синеклизы произошли под воздействием тангенциальных сил со стороны воздымающейся Байкальской складчатой области. Эта зона разломов привела к тектоническому вертикальному перекосу, который в процессе развития определился как юго-восточный борт синеклизы, соответствующий Катангско-Анабарской ступени в цоколе платформы.

После обособления Тунгусской синеклизы как самостоятельной внутриплатформенной структуры первого порядка и зарождения в ней магматических очагов наступил период типичных платформенных дислокаций под действием радиальных сил. О преимущественном развитии дислокаций в унаследованном плане свидетельствуют верхнепалеозойский и раннемезозойский комплексы пород.

Механизм складчато-глыбовых дислокаций, согласно теоретическим и экспериментальным данным В. В. Белоусова и М. В. Гзовского (1964), обусловлен действием сил, поперечных слоистости. Необходимое условие для деформаций осадочных толщ при таком механизме — наличие раздробленности кристаллического фундамента платформы. При относительном перемещении отдельных блоков возникают широкосводовые (коробчатые) складки, которые, по кинематической классификации В. В. Белоусова, относятся к надглыбовым, а флексуры к приразломным.

Используя теоретические положения В. В. Белоусова о механизме складкообразования для платформенных областей, можно объяснить характер развития тектонической структуры центральной части Сибирской платформы. Широко распространенные основные зоны глубинных и оперяющих их разломов свидетельствуют о блоковом строении цоколя платформы. Крупные блоки, как уже отмечалось, выкалываются, вероятнее всего, в зависимости от пространственного развития древних структурных швов. В условиях тектоно-магматической активизации неравномерно выкалывающиеся (по размерам) блоки имели с самого начала тенденцию к дифференцированным движениям. Круп-

ные блоки под действием гравитационных сил (масса крупных блоков в 5—10 раз превышала массу мелких) естественно представляли собой относительно опускающиеся участки земной коры, которые в структуре синеклизы выражены крупными впадинами и прогибами (Мурская, Туринская впадины, Чемдальско-Илимпейский прогиб). Инверсия блоков отсутствовала или была незначительной — главным образом в краевых частях. Это твердо установлено по существованию здесь более полных разрезов верхнепалеозойских отложений, раннемезозойских осадочно-вулканогенных образований и отсутствию внутриформационных размывов. Блоки меньших размеров, выраженные в современной структуре в виде крупных горст-антиклиналей, в условиях дислокационного напора испытывали поднятие, что обеспечило выход верхнепалеозойского, а на отдельных участках нижнепалеозойского структурных этажей (бассейны Северной Чуни, Иритки и др.). Асимметрия строения крупных структурных форм (крутые падения наблюдаются чаще всего на северо-западных крыльях) обусловлена, по-видимому, общим тектоническим перекосом к центральной части Тунгусской синеклизы, на фоне которого ступенеобразно развивается серия выступов и погружений цоколя платформы. Как следствие дифференцированных глыбовых движений в осадочно-вулканогенном чехле сформировался складчато-блоковый структурный план. Кроме того, при таком механизме складкообразования объяснимы различные зоны растяжения и сжатия, играющие главную роль в распределении траппового магматизма.

Описанный механизм развития тектонической структуры автором рассматривается в пространстве в соответствии с фазностью во времени, начиная с нижнего карбона и до нижней юры включительно. Наиболее интенсивны туфовая и интрузивная фазы, с которыми связано раскрытие глубинных разломов, максимальное нарушение целостности фундамента платформы и массовое проникновение базальтовой магмы в осадочный чехол. Ниже рассматриваются условия становления вулканогенной толщи на фоне ритмичного развития тектоно-магматического процесса.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И МЕХАНИЗМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА И ВУЛКАНИЗМА

Вопрос о способе продвижения магмы в глубинных условиях служит темой оживленных дискуссий и нередко приводит к высказыванию противоречивых точек зрения. Общеизвестно, что магма продвигается преимущественно в направлении к областям пониженного давления. Любое понижение давления

приводит к увеличению объема магмы за счет содержащихся в сжатом состоянии газов. Процесс объемного расширения магмы, равно как и связанное с ним уменьшение ее удельного веса, служит причиной движения магмы вверх. Тектонические нарушения глубокого заложения или напряжения, посредством которых генерируется магма, обусловливают и начало движения ее. Однако характер миграции магматических расплавов и механизм внедрения их в приповерхностные слои обусловлены, как известно, геологической структурой и тектоническим режимом. При рассмотрении этого вопроса для трапповой формации Сибирской платформы учтены выводы, сделанные ранее (Левинсон-Лессинг, Гинберг, Дилакторский, 1932; Дзевановский, 1941; Солоненко, 1949; Шейнманн, 1956; Лебедев, 1955; Полканов, 1955; Гоньшакова, 1961; Оффман, 1959, и др.), а также материалы по трапповому магматизму других активизированных платформ — бассейнов Карру и Декан (дю Тойт, 1957; Уокер, Польдерварт, 1950; Эдвардс, 1950).

Изучая характер нарушений в залегании осадочно-вулканогенных толщ, связанных с внедрением базальтовой магмы, автор пришел к выводу об ее активном механическом воздействии при подъеме в осадочный чехол. Первое доказательство ее активности — взрывной вулканизм, давший мощную толщу пирокластов.

Однако большинство исследователей не уделяет внимания этому ярко выраженному периоду развития траппового магматизма, сосредоточиваясь лишь на интрузивной деятельности, которая в основном является завершающей, и делают при этом противоречивые выводы.

Если разделить магматический цикл на три относительно обособленных этапа, следующих друг за другом во времени: первичное зарождение магматических очагов и образование гипабиссальных интрузий; эффузивно-эксплозивная деятельность; образование приповерхностных секущих интрузий, то представляется возможным различать разнородные факторы, влияющие на активность магмы.

На первом этапе, соответствующем началу тектонической активизации, по зонам разломов глубокого заложения произошло нарушение термодинамического равновесия и образование ослабленных зон с последующим расплавлением эклогитового слоя. Понижение давления способствовало увеличению объема магмы за счет содержащихся в сжатом состоянии газов. Отделение газовой составляющей с направленным ударным действием создало внутриочаговое напряжение, что, по-видимому, значительно ускорило глубинное трещинообразование. Подъем магматических масс на этом этапе был ограничен, вероятнее всего, пластичными породами осадочного чехла. Таким образом, основным фактором движения базальтового расплава при формировании гипабиссальных интрузий на раннем этапе тектономагматической активизации являлась внутренняя очаговая

энергия, обеспечившая формирование гипабиссальных интрузий в фундаменте платформы и низах осадочного чехла.

Главными факторами, определяющими активность магмы на втором этапе, явились дифференцированные тектонические движения в Тунгусской синеклизе, которые резко обособили области со специфическим ходом траппового вулканизма. В крупных опускающихся блоках, отвечающих современным крупным впадинам (Туринской, Тасеевской, Чемдальско-Илимпейскому прогибу и др.), ко времени взрывного вулканизма отложились средневерхнепалеозойские песчано-угленосные континентальные осадки большой мощности (до 500 м), что исключало инверсию блоков. Литостатическая нагрузка этих блоков в условиях максимального расплавления базальтового слоя под платформой оказала дополнительное влияние на активность магмы, которая в туфовой и интрузивной фазах проявилась в различных фациальных и морфологических типах.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРАППОВЫХ ТЕЛ

Морфологическое разнообразие трапповых интрузивов (силлы, дайки, штоки, кольцевые дайки, трубки взрыва) и зональное строение большинства из них, несомненно, свидетельствуют о характере тектонического режима — растяжении или сжатии (либо их попеременной смене), поэтому анализ морфологических особенностей трапповых интрузий, как нам представляется, может оказать большую помощь в объяснении механизмов их внедрения.

Для того чтобы выявить закономерности развития траппов в разрезе осадочно-вулканогенного чехла и в пространстве, необходимо дать краткую литолого-стратиграфическую характеристику его. Отложения осадочно-вулканогенного чехла Сибирской платформы можно разделить на три этажа, различающиеся литолого-генетическим составом, а следовательно, и физико-механическими свойствами пород. Кембро-силурийские отложения, имеющие галогенно-карбонатный и терригенно-карбонатный состав, обладают хорошей слоистостью, которая при изменяющихся термодинамических условиях и тангенциальных тектонических напряжениях способствовала возникновению ослабленных зон вдоль плоскостей наслоения. Активное термодинамическое воздействие магмы на породы нижнего структурного этажа с различными физико-механическими свойствами обусловило формирование горизонтальных интрузий: силлов и крупных межформационных тел.

Второй (пермо-карбоновый) ярус пород характеризуется терригенно-угленосным составом, меньшей степенью плотности, расслоения и пластичности, что мало способствовало образованию силлов.

Осадочно-вулканогенный комплекс, отвечающий третьему этажу чехла платформы, обладает весьма невыдержанным и пестрым, преимущественно грубообломочным составом. При дифференцированных движениях он подвергался прежде всего растяжению с развитием радиальных трещин и последующим заполнением их базальтовой магмой.

Все перечисленные фациально-генетические комплексы осадочно-вулканогенного чехла доступны для изучения в пределах Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры. К ней приурочены самые разнообразные формы проявления трапповой магмы: силлы, дайки, штоки и трубки взрыва. Чтобы показать особенности проявления и характер связи траппов с геолого-тектоническим строением, приведем описание изученных нами интересных участков этой флексуры.

Среднее Приангарье (с. Невон — с. Ката). Глубокими нефтепоисковыми скважинами, пробуренными трестом «Востсибнефтегеология» в пределах центральной и северо-западной частей Ангаро-Ленского прогиба, вскрыты пластовые интрузии, залегающие в отложениях кембрия. По ряду скважин (Тангуйская, Казаркинская, Тубинская, Заярская, Усть-Кутская) прослеживается мощная подсолевая пластовая интрузия (от 55 до 100 м и более), имеющая региональное распространение. Большинство геологов по условиям залегания эту интрузию считает межформационной и согласной. По времени внедрения она относится, скорее всего, к начальному периоду тектоно-магматической активизации платформы, когда внутриочаговая энергия магмы и тектонические напряжения были недостаточно сильными, чтобы преодолеть сопротивление пластичных сульфатно-галогенных масс и действовать на разрыв по вертикали.

Второй ярус пластовых интрузий приурочен к основанию отложений ордовика. Мощность их изменяется от 10—15 до 230 м (Нижне-Удинская скважина). Для узкой полосы вдоль юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы, где скважинами пробурены отложения ордовика, силура и карбона, вскрыты 4—5 этажей силлов и наклонных интрузий долеритов, мощность которых колеблется от 10 до 70—100 м. Геологическое положение обнаженных интрузий также определяется приуроченностью главным образом к отложениям перми и карбона. Выходящие на поверхность трапповые интрузивы наиболее полно изучены в Братском и Нижне-Илимском районах при геологосъемочных работах и при специальных исследованиях (Владимиров, 1959; Феоктистов, 1961). Изверженные породы базальтовой магмы проанализированы во всем их морфологическом и структурном многообразии, поэтому нет необходимости повторять детальное описание. Однако с интересующей нас целью следует остановиться на рассмотрении отдельных зон траппонасыщения.

Зона обильного траппового проявления со смешанными морфологическими типами изучена нами по профилю скважин в среднем течении р. Ангары (с. Невон — с. Ката). Этот уча-

сток интересен в том отношении, что здесь эрозионным врезом р. Ангары вскрываются две различные структурно-тектонические зоны: Ангаро-Тунгусско-Чонская флексура, сложенная отложениями перми и карбона, и структурно-вулканическая область, образующая борт Тунгусской синеклизы. Однако эти зоны довольно четко обособляются по характеру проявления траппов и морфологическим особенностям, обусловленным не только литолого-фациальным составом вмещающих пород, но и характером тектонических деформаций (см. рис. 10).

На участке с. Невон — с. Кеуль в строении указанной флексуры участвуют отложения силура, карбона, перми и частично вулканогенных образований. Исследованный невонский трапповый выход представляет собой в общем плане вытянутое в северо-восточном направлении куполообразное тело. В строении его наблюдается сложная зональность, выраженная в смене различных структурно-минералогических разновидностей по вертикали, о чем подробно пишет Г. Д. Феоктистов (1961). Он же высказал мнение о приуроченности этого траппового выхода, вместе с Толсто- и Тонкомысовскими трапповыми телами, к единому силлу. По мнению большинства геологов-съемщиков, работавших в этом районе, к выходу приурочен подводящий канал. Нашими исследованиями это подтверждается.

Вниз по правому берегу р. Ангары от с. Невон и в нескольких выходах по левому берегу в песчаниках карбона обнажена пластовая интрузия, видимая мощность которой достигает 50 м. В залегании ее наблюдается волнистость. В местах наибольшей приподнятости у подошвы силла обнажаются светло-серые песчаники катской свиты. В кровле же силла часто встречаются раздувы, нередко с переходом в типичные (дочерние) дайки, прорывающие вышележащие породы. Строение таких даек подчеркивается параллелепипедально-столбчатой отдельностью, образующей конусы. На месте переката Бык (выше с. Тушама) и ниже по реке до устья рч. Зелинды отмечаются отклонения от согласного залегания. Большинство трапповых выходов, часто образующих скальные выступы по обоим берегам, являются пологонаклонными интрузивами, иногда с падением в сторону осевой части Ангаро-Вилюйского разлома под углом 2—5° и более. Как правило, эти наклонные пластовые интрузивы в верхних частях переходят в крупные крутопадающие дайки, нередко прослеживаемые по хребтикам на водоразделах.

По профилю скважин колонкового бурения (№ 4, 5, 6, 14, 11 и др., см. рис. 10), многоэтажные пластовые и наклонные интрузии траппов обнаруживают приуроченность к определенным структурам. Места интенсивного проявления траппов как на поверхности, так и на глубине соответствуют резким изменениям в залегании осадочных пород, чаще всего флексурообразным перегибам и грабен-синклиналям. Все касается геологии траппов в Среднем Приангарье, залегающих в форме пластовых и наклонных интрузий среди отложений палеозоя.

Личные наблюдения над пластовыми интрузиями в Среднем Приангарье с учетом материалов предыдущих исследователей позволяют оценить некоторые структурно-тектонические особенности развития зоны сочленения Ангаро-Ленского прогиба и Тунгусской синеклизы и тем самым объяснить характер механизмов внедрения. Основной фактор, способствовавший локализации горизонтальных интрузий по юго-восточной окраине синеклизы,— активизация Ангаро-Вилюйской зоны разлома глубинного заложения. В начальный период (D_3—C_1) активизации его общие геотектонические напряжения в условиях вертикального перекоса в центральной части Сибирской платформы обусловили, как уже отмечалось ранее, растяжение перпендикулярно общему северо-восточному простиранию зоны разлома. В таких условиях жесткий кристаллический цоколь платформы вместе с нижней терригенной частью осадочного чехла был подвержен разрывообразованию. Пластические деформации сульфатно-галогенных отложений кембрия (некомпетентные слои), по всей вероятности, на раннем этапе гасили радиальные трещины цоколя платформы и ограничивали продвижение базальтовой магмы. Позднее (в перми) по мере растяжения на отдельных участках интенсивной трещиноватости по периферии синеклизы имел место взрывной (трубочный) вулканизм. В пределах Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры, где был максимум растяжения, базальтовые массы проникали интенсивнее, давая смешанные формы интрузивных тел (мощные силлы с раздувами, часто переходящими в штокообразные и дайковые тела). В зонах основных подводящих каналов образовались многоэтажные пластовые интрузии.

Типичные дайки и линейно-вытянутые малые интрузивы пространственно связаны с полем развития вулканогенных пород и образуют сложную сеть и сгущение ветвящихся даек невыдержанной мощности, нередко кольцевой формы. Мощности их колеблются от нескольких сантиметров до 100 м и более. Простирания даек в региональном плане создают систему взаимопересекающихся направлений СВ 40—50° и СЗ 310—330°. Но вместе с тем отмечаются дайки субширотного и субмеридионального простирания. Морфологические особенности строения даек и их мощность находятся в тесной зависимости от структурного положения.

В отличие от пологонаклонных несогласных интрузивов, распространенных в Среднем Приангарье, дайки, развитые в пределах вулканогенного поля, имеют крутые (60—70°) и вертикальные контакты с вмещающими породами. По мере продвижения от Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры (от с. Кеуль до с. Ката и ниже по р. Ангаре) к вулканогенному полю усиливается раздробленность пород перми, карбона и нижнего триаса на отдельные блоки и соответственно — пронизанность секущими телами траппов. Показателен в этом отношении Едарминский грабен, по которому проходит региональная зона дробления,

ограничивающая собственно флексуру от поля сплошного развития туфов (см. рис. 10). Грабен сложен вулканокластическими образованиями нижнекорвунчанской подсвиты (T_1kr) и ограничен осадочными отложениями бургуклинской свиты (P_1bk). Скважиной 11, пробуренной в центральной части грабена, в основании вулканогенной толщи вскрыто пластовое тело долеритов и микропорфиритов. Кроме того, обнаружена маломощная инъекция траппов, залегающая неглубоко от поверхности (60 м). На этих уровнях при бурении скважинами № 16 и 18 в обрамлениях грабена траппы не вскрываются. Характерной особенностью поверхностных выходов траппов в грабене является приуроченность главным образом к тектоническим контактам и их активное механическое и гидротермальное влияние на вмещающие породы. Вулканокластические образования подвержены термальному воздействию и обогащены гнездами и прожилками цеолитов и кальцита. Несколько ниже по реке от этого участка (выше с. Ката) проходит второй разлом северо-восточного простирания, где почти на один уровень выведены отложения нижней перми и нижнего триаса. Здесь разлом также трассируется по секущим интрузивам мелкозернистых долеритов со сложной сетью апофиз и мелких жил, представленных микропорфиритами и афанитами.

Бассейн среднего течения р. Нижней Тунгуски (ниже с. Ербогачен). Явления, подобные описанным выше, наблюдались нами в верхнем течении р. Нижней Тунгуски ниже с. Ербогачен (участок Сильгиш). В литературе известны различные толкования происхождения туфов данного района и их структурного положения. В частности, П. Е. Оффман (1959) обнажение Сильгиш описал как трубку взрыва, ограниченную с одной стороны (южной) пермскими песчаниками, с другой (северо-северо-западной) — туфами. Туфы, выполняющие «горловину» трубки, согласно П. Е. Оффману, различаются по текстурным и структурным особенностям и по цвету. Кроме того, П. Е. Оффман выделил особую группу агломератных брекчиевидных туфов под названием «кривлякиты», образовавшихся в послетуфовой фазе. Интрузии основных базальтовых масс на данном участке отнесены к стадии завершения трубочного вулканизма.

Другую точку зрения на данное обнажение высказала Е. С. Рассказова (1958), установившая здесь тектонический контакт и стратиграфическое несогласие между пермским осадочным комплексом и туфогенной толщей в целом. Она выделила зону гидротермально измененных пород, окаймляющую значительную часть траппового массива, который представляет собой мощную полукольцевую дайку.

Третья точка зрения принадлежит А. А. Меняйлову, А. А. Арсеньеву, А. И. Имшинецкому (Меняйлов, 1962), которые пришли к выводу, что около крупного массива и нескольких даек траппов располагаются брекчированные песчаники и туфы, подвергшиеся интенсивному контактовому метаморфизму.

В 1964 г. после полевых и камеральных исследований нами были сделаны выводы, близкие к высказанным Е. С. Рассказовой. Для ясности приводится подробное описание участка Сильгиш.

По элементам залегания пород верхнего палеозоя намечается флексурообразный перегиб. После этого перегиба, вниз по течению р. Нижней Тунгуски, наблюдаются уже отдельные изолированные выходы более молодых горизонтов верхнепалеозойских пород. Слагающие участок Сильгиш вулканогенно-осадочные и вулканокластические образования тутончанской и корвунчанской свит находятся в весьма сложных взаимоотношениях — перемяты, смещены и пронизаны секущими дайками траппов. От участка Сильгиш к юго-западу и к северо-востоку к зоне дробления приурочены линейные трапповые тела.

Непосредственно у южного края обнажения, начиная от уреза воды и до высоты 25—30 м, вскрыты массивные кварц-полевошпатовые песчаники, которые вниз по реке постепенно погружаются. На песчаниках со стратиграфическим и угловым несогласием залегают туфопесчаники, пизолитовые туфы и туффиты тутончанской свиты.

По ослабленной приконтактовой зоне наблюдаются маломощные дайки разных направлений, пронизывающие туфопесчаники и подстилающие нижнепермские осадки. Траппы проникли по двум видимым каналам, уходящим под урез воды в северо-восточном направлении. Вулканогенно-осадочные породы представлены пачкой грубых косослоистых туффитов, туфопесчаников, пепловых пизолитовых туфов и туфогравелитов с преобладанием туфопесчаников в основании. Для пород характерно слоисто-пористое строение и серая, желтовато-серая окраска, местами сменяющаяся на желтовато-бурую под влиянием лимонитизации пород. В 100 м от контакта туфогенно-осадочные породы резко сменяются вулканокластическими образованиями, представленными, как правило, мелкообломочными и пепловыми массивными туфами с обильным скоплением крупных вулканических бомб и лапиллей в основании. Размеры бомб 10—50 см, состоят они главным образом из микропорфиритовых и афанитовых долеритов.

Несмотря на сложность строения вулканогенной толщи, довольно четко устанавливается двухчленное ее строение. Интенсивному контактовому метаморфизму подвержены как туфогенно-осадочные породы тутончанской свиты, так и вулканокластические образования корвунчанской свиты. Тутончанские туфопесчаники, туффиты и пепловые туфы в приконтактовых зонах с траппами осветлены и видоизменены до сливных разновидностей, в некоторых прослоях с четкой пизолитовой текстурой. Корвунчанские вулканокластиты имеют ярко выраженный брекчиевидный облик и бурый цвет, часто со следами спекания на контактах с дайками траппов. По нашему мнению, данное обнажение приурочено к зоне интенсивного дробления.

Есть уверенность, что вдоль большей части указанной флексуры, скрытой под юрскими отложениями, будут трассироваться в том же северо-восточном направлении и зоны дробления, интрудированные траппами. В современном эрозионном срезе в бассейнах Большой и Малой Еремы, Тетеи и Чоны и среди пород нижней юры выступают отдельные крупные интрузивы траппов.

Таким образом, из описанных двух, отстоящих на больших расстояниях друг от друга участков дробления Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры следует, что юго-восточная граница вулканогенного поля проходит по зоне максимального нарушения целостности верхнепалеозойских отложений (хотя имеются изолированные мелкие впадины, выполненные вулканогенно-осадочными породами).

Бассейн нижнего течения р. Чоны. Изученные автором зоны дробления и магматизма на восточном борту Тунгусской синеклизы сходны с описанными выше структурно-морфологическими проявлениями.

Участок с. Туой-Хая — верхние пороги (40 км выше по течению р. Чоны от села) — в общем структурном плане также относится к крайней восточной части Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры. Здесь в районе порогов вскрыт мощный трапповый массив, представляющий собой серию малых интрузий, штоков и даек, ориентированных в основном в северо-восточном направлении. Крупные дайки нормальных полнокристаллических долеритов, обнажающиеся в долинах, образуют на водоразделах гребнеобразные вершины. Ниже порога Маскалай обнаружен блок вулканогенно-осадочных пород в нарушенном залегании. Хорошо обнаженный южный контакт почти вертикальный, ориентирован в северо-восточном направлении. Породы, контактирующие с траппами в нижней части склона, представляют собой перемятые туфопесчаники, туффиты, пизолитовые и гравийные туфы. Контакт интрузивный со спеканием. Термическое воздействие на туфы выражается в изменении обычной желтовато-серой окраски на зеленую, бурую и пятнистую. Ширина блока около 100 м.

Обнажение у с. Туой-Хая интересно как в структурно-тектоническом, так и в литолого-генетическом отношении. Ранее оно относилось к реликту потухшего вулкана (Павловский, 1895). После исследований данного участка П. Е. Оффман (1959) высказал мнение, что здесь имеет место трубка взрыва. Он отмечает, что полость трубочного тела выполнена типичными для аппаратов центрального типа пирокластическими породами — туфами, которые отличаются друг от друга в основном по цвету и структуре.

Проведенные автором настоящей работы полевые наблюдения не позволяют согласиться с выводами об одноактном вулканическом взрыве и первичной природе туфов. Для того чтобы яснее представить историю развития этой структуры, приводится

ее детальное описание. Морфологически данный участок — это кольцевая дайка с незамкнутой западной частью. Современным эрозионным срезом р. Чоны на переднем плане вскрыты траповые массивы, ограничивающие пятно туфогенных пород, пронизанное в центральной части жилами траппов. Краевые выступы траппов, ширина которых в основании 100—110 м, имеют зональное строение. В нижнем массиве (считая по течению реки) траппы представлены микрозернистыми порфиритами голубовато-серого цвета. Порода массивная, крепкая, со слабой, почти вертикальной трещиноватостью, ориентированной на северо-восток 45°. В микрозернистой массе траппов четко вырисовываются бесформенные вкрапленники оранжевого и белого кварца и миндалинки лучистого цеолита. По отдельным системам трещин отмечаются корочки закаливания с изменением окраски на ржаво-бурую и нередко шлироподобные полосы — видоизмененные траппы с горошчатой и мелкошаровой формами отдельности (размеры 1—3 см). Очень часто по зонам трещиноватости наблюдаются гидротермальные проявления в виде невыдержанных прожилков и гнезд кремнисто-карбонатного состава с кристаллической структурой.

Начиная примерно от середины массива, по направлению к центру структуры, трещиноватость становится более интенсивной и шарово-горошчатая отдельность приобретает значительные размеры, располагаясь в виде полос и клиньев. Траппы этой части массива менее монолитны, с угловато-раковистым изломом (значительно подвержены процессам выветривания). Траповое тело в целом имеет северо-восточное простирание и прослеживается в виде крупной дайки. В пойме же отмечается более сложное ее строение с четко выраженными контактами с туфами и наложенными процессами термального метаморфизма. Вскрытая сеть ветвящихся маломощных даек от основного трапового тела разворачивается кулисообразно на юг и соединяется с дайковым телом у верхнего края обнажения. В строении ветвящихся даек отмечается прерывистость, раздувы и выклинивание.

Трапповое тело у верхнего края обнажения по своему составу и строению мало отличается от описанного. Здесь также в виде клинообразных инъекций наблюдаются горошчатые траппы, развитые согласно с общей трещиноватостью. Траппы первой фазы отличаются массивным сложением и большей устойчивостью к процессам выветривания, горошчатые разновидности на эрозионной поверхности дают землистую корочку выветривания.

Пространство между двумя массивами заполнено различными по составу и генезису туфами. Резко бросающаяся в глаза пестрая их окраска в свое время П. Е. Оффманом была принята за основной критерий при установлении генезиса пирокластических пород. Изменение окраски пород обусловлено термическим воздействием и гидротермальной переработкой, а не сме-

ной инъекций струй пирокластики различного состава, как это объяснялось П. Е. Оффманом.

В залегании вулканогенно-осадочных пород обнаруживаются резкие изменения углов падения, интенсивная трещиноватость, незначительные подвижки, преимущественно в приконтактовых зонах. Однако, несмотря на это, устанавливается общее падение пород на юго-юго-восток под углом 20—40°. В строении вулканогенно-осадочных отложений намечается грубая цикличность. Так, на желтовато-серых и светло-желтых мелкозернистых пепловых грубослоистых туфах с постепенным переходом залегают слоистые (тонко- и среднеплитчатые) вулканогенно-осадочные породы — вулканомиктовые пизолитовые туфы с прослоями туффитов и туфоалевролитов. Слоистость в породах выражена четко вследствие смены слоев, различающихся как по составу, так и по структуре. Для туффитов и туфоалевролитов характерны ровные плоскости наслоения и слюдистость по ним, иногда пизолитовые обособления и окатыши округлой формы, состоящие из вулканического пепла, реже осадочных пород и траппов. В зонах контактового метаморфизма породы видоизменены и в значительной степени минерализованы, но их литолого-структурные особенности сохраняются. Мелко- и тонкозернистые разности приобретают облик сливных карбонатизированных пород с плитчатой отдельностью и отличаются от неизмененных большей прочностью. В мелкообломочных и гравийных туфах, находящихся в линзах, в которых основная масса породы сложена разнообразным по своей структуре трапповым и пирокластическим материалом, отмечается пестрая окраска от зеленого до буровато-красного цвета. В неизмененных туфах цвет преимущественно серовато-желтый. Обломки, слагающие туфы, имеют всевозможные формы от хлопьевидных и резкоугловатых до округлых.

Интересным представляется факт наличия грубообломочных «агломератных» туфов, выходящих в пойме в середине обнажения. Туфы на контакте с ветвящимися дайками, особенно в апикальных частях их, сильно обогащены угловатыми и сглаженными обломками афанитов, размеры которых изменяются от нескольких сантиметров до 0,6 м. Непосредственно на контакте есть мелкие слепые инъекции, развившиеся по весьма интенсивной трещиноватости. Туфы же, вмещающие эти формы, состоят в основном из измененной пепловой массы, а на участке интрудирования сильно брекчированы и минерализованы в виде гнезд и прожилков кварца, карбоната, реже магнетита. При удалении от приконтактовой зоны туфы независимо от структурных и текстурных особенностей лимонитизированы и кальцитизированы по разнонаправленным системам трещин.

Как видно из описания, нижняя часть разреза отличается, на первый взгляд, сложностью строения, обусловленной главным образом зональным изменением окраски; но при более детальном изучении и прослеживании пород в разрезе и по простиранию на-

блюдается их фациальная однородность. Приведенное описание туфов касается только той их части, которая расположена на наклонной поверхности поймы (до уровня 5—6 м от уреза воды).

Часть обнажения, расположенная выше поймы, сложена монотонной толщей переслаивающихся вулканогенно-осадочных пород, максимальная видимая мощность которой около 60 м. Преобладающим в разрезе толщи являются туффиты и пепловые туфы, подчиненное значение имеют пизолитовые туфы, туфоалевролиты и туфопесчаники. В целом для пород характерен желтовато-серый цвет и хорошо выраженная слоистость, сильно нарушенная в центре туфового выхода в зоне дайковых инъекций. Лишь в приконтактовых частях эти туфы (также в виде клиньев и полос) подвержены термической обработке, выразившейся в смене окраски пород на зеленую, пепельно-серую и кирпично-красную. Мощность приконтактовых измененных трещиноватых туфов 10—15 м.

Очень интересен факт наличия блока пермских песчаников у нижнего края обнажения, ограниченного с одной стороны краевым трапповым массивом, с другой — вулканогенно-осадочными породами. Блок песчаников, на наш взгляд, является отторженцем от прорванного верхнепалеозойского чехла, приподнятым внедрившейся магмой. Вдоль интрузивного контакта песчаники подвержены активному контактовому метаморфизму — окремнены, карбонатизированы и осветлены. При приближении к контакту с туфами степень термального изменения песчаников убывает. Таким образом, как видно из приведенного выше описания, слагающие участок Туой-Хая породы обладают всеми литолого-фациальными признаками, присущими вулканогенно-осадочным отложениям, образовавшимся в поствзрывной фазе,— хорошей сортировкой и механической обработкой кластического материала и четко выраженной слоистостью.

В итоге изучения участка Туой-Хая, интересного в тектоническом и литологическом отношениях, автором сделаны следующие выводы: 1) геолого-тектоническое положение структуры Туой-Хая определяется зоной дробления в северо-восточной краевой части Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры, сопряженной с Батуобинским мегавалом; 2) породы, слагающие этот участок, представляют собой вулканогенно-осадочные образования, сформировавшиеся в поверхностных условиях и подверженные значительной гидротермальной переработке в посттуфовой (интрузивной) фазе; 3) наровне с другими блоковыми структурами в зонах дробления Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры участок с. Туой-Хая — верхние пороги (25 км к югу от села) — представлен серией разрывов северо-восточного простирания, по которым произошли незначительные грабенообразные опускания с последовавшими внедрениями траппов.

Бассейн среднего течения р. Подкаменной Тунгуски (урочище Кривляки). Изученный нами западный борт Тунгусской сине-

клизы на участке урочища Кривляки (бассейн нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски) имеет много общего с уже описанными зонами дробления и магматизма на юго-восточной ее окраине.

О геологическом строении и характере проявления траппового магматизма в указанном районе также нет единого мнения. С. В. Обручев (1932) писал о западной окраине как о «зоне раздробления, которая тянется в направлении складок силура, где помимо мелких пликативных складок имеют место значительные дизъюнктивные дислокации». Большое значение он придавал сбросам, по которым опускался Тунгусский бассейн.

П. Е. Оффман (1959), изучавший тектоническое строение этой же территории, сделал выводы о широком развитии трубочного вулканизма, приуроченного к зоне сочленения Ванаварской наложенной синеклизы и Турамской антеклизы. На схеме Кривляковского участка он выделил около 15 трубок размером от нескольких десятков метров до 2 км в поперечнике, сложенных туфами, траппами и кривлякитами. Однако личные полевые наблюдения и материалы геологов-съемщиков Красноярского геологического управления указывают на отсутствие здесь типичных аппаратов центрального типа и подтверждают выводы С. В. Обручева.

Как показано на геологическом разрезе (рис. 13), составленном вкрест простирания Кривляковской флексуры, перегиб слоев хорошо выражен по отложениям эвенкийской свиты (Cm_3), обнажающимся на левом борту р. Подкаменной Тунгуски ниже устья рч. Бедошемо. На участке с. Сользавод флексура осложнена горстообразным поднятием, резко ограниченным сбросом с востока и юго-востока. Амплитуда сброса примерно 300 м. Крупная интрузия долеритов, сопровождающая этот сброс, подчеркивает северо-восточное его простирание.

Зона интенсивного дробления пород осадочно-вулканогенного чехла и траппового магматизма изучена нами в урочище Кривляки ниже устья р. Джелинды (рис. 14). Прибрежные хребты Джелиндинской излучины образуют края огромной чаши, внутреннюю часть которой (по мнению П. Е. Оффмана, полость трубки) слагает мощная пластовая интрузия долеритов, хорошо обнаженная у узкого перешейка. Отсюда вниз по течению (к северу) интрузия постепенно погружается под углом 5—7°. Выше перешейка наблюдаются два куполообразных вздутия.

Русло Подкаменной Тунгуски совпадает с падением пластовой интрузии и пропиливает ее. Над пластовой интрузией образовалась аллювиальная надпойменная терраса высотой 7—10 м. В северо-восточной части излучины правого берега обнажены в весьма сложных взаимоотношениях различные комплексы пород. Начиная от устья ручья Лагерного, в пойме и на склоне до самой вершины вскрыта мелко- и среднеобломочная туфобрекчия мощностью 60—65 м. Однако обращает на себя внимание не туфобрекчия, которая видоизменяется снизу вверх и вбли-

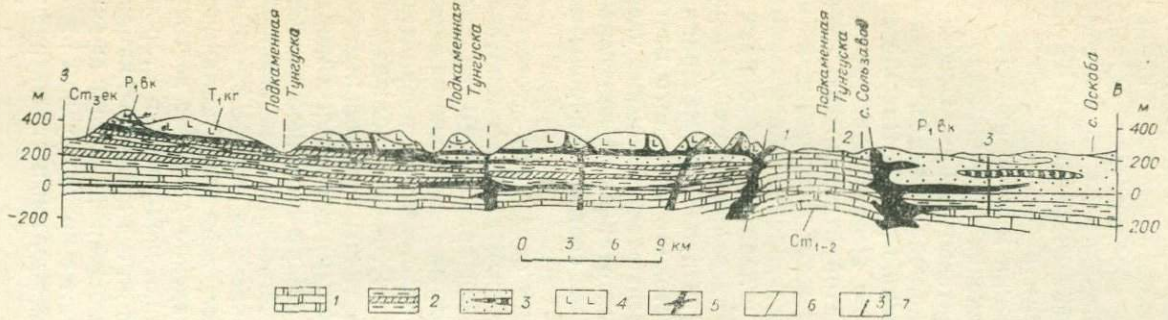


Рис. 13. Поперечный профиль Кривляковской флексуры (бассейн среднего течения р. Подкаменной Тунгуски).

1 — карбонатно-доломитовые отложения ($Cm_1 - _2$); *2* — глинисто-мергелистые отложения (Cm_3ek); *3* — песчано-угленосные отложения (P_1bk); *4* — вулканокластические образования (T_1kr); *5* — интрузивные траппы (T_1); *6* — линии разломов; *7* — колонковые скважины.

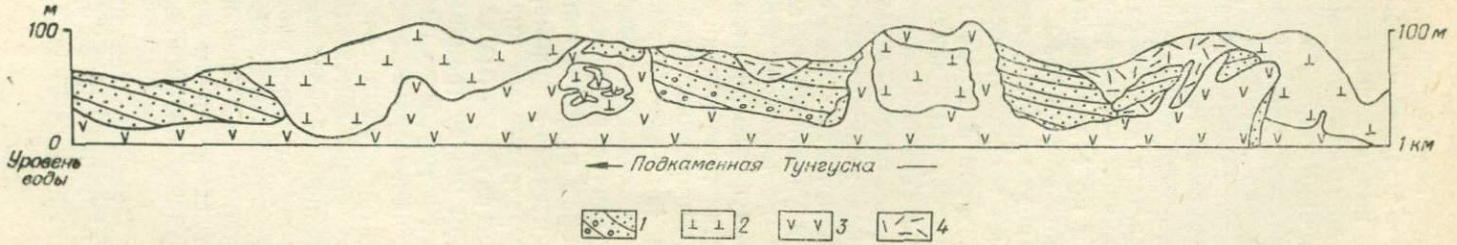


Рис. 14. Строение Кривляковской флексуры ниже устья р. Джелинды (к западу от скважины 1).

1 — песчаники; *2* — вулканогенные образования; *3* — траппы; *4* — осыпь.

зи контактов с траппами, а куполообразные тела долеритов, выходящие в середине обнажения.

Ширина выходов полнокристаллических долеритов достигает у уреза воды 50—75 м, вверх по склону мощности уменьшаются. В глубине склона куполообразные тела переходят в секущие дайки, простирающиеся в северо-северо-восточном направлении. Судя по литолого-структурным особенностям строения этих тел, четко намечаются две фазы внедрения: в первой образовалось пластовое тело с крупноглыбовой отдельностью и куполообразными вздутиями, переходящими в секущие дайки, во второй — жилы и штокообразные инъекции микропорфиритов и афанитов, внедрившихся по зонам интенсивной трещиноватости в траппах и по ослабленным приконтактовым зонам. Особенно часты траппы второй фазы, которые наблюдаются под висячим боком верхнего купола (считая по течению реки). Внешне они представляют трапповую брекчию с ясно выраженной брекчиевидной текстурой и комковато-оскольчатой отдельностью. Вулканогенные породы, заключенные между апофизами и на экзоконтакте с самими интрузиями траппов, превратились в плотную спекшуюся массу, состоящую из угловатых и бесформенных обломков витробазальтов, реже кристаллических долеритов. Основная часть пород, состоящая из пеплового материала, прокалена и уплотнена до сливного состояния и черного цвета. В качестве посторонней примеси встречаются обломки угля, песчаников, туфоалевролитов и углистых сланцев. В неизмененных разностях туфобрекчий окраска более светлая и породы менее плотные и крепкие.

Нижняя (по течению реки) половина обнажения тоже состоит из нескольких блоков, разделенных дайками и штокообразными вздутиями пластовой интрузии траппов. Блоки вмещающих пород представлены выведенными на один уровень пермскими песчано-конгломератовыми отложениями и вулканогенными образованиями нижнего триаса. Здесь наблюдаются аналогичные интрузивные контакты с активным термальным метаморфизмом между траппами и осадочными породами и между песчаниками и туфобрекчиями. Общее северо-восточное падение слоистости часто осложнено мелкими инъекциями мелкозернистых долеритов и афанитов. Обнаруженный на уровне 25—30 м (у нижнего края обнажения) контакт пермских песчаников и вулканогенных образований имеет падение до 50° к востоку-северо-востоку согласно общему падению слоистости в сторону Тунгусской синеклизы. Непосредственно по его плоскости наблюдается тектоническая брекчия и маломощная инъекция афанитов. Хотя туфы в данном месте залегают с крутым углом падения, на пермских песчаниках контакт между ними стратиграфический.

После небольшого перерыва в обнаженности в самой северной части излучины правого берега описанная интрузия заканчивается крупной секущей дайкой, судя по трещинам отдель-

ности, северо-западного простирания. Несколько ниже по реке, в склоне, на протяжении 250 м обнажен блок вулканогенно-осадочных пород, представленных туффитами, туфоалевролитами и пепловыми пизолитовыми туфами, видимая мощность которых достигает 30—35 м. Породы наклонены к востоку-северо-востоку под углом 25—27°. Еще ниже этот блок вулканогенно-осадочных пород по интрузивному контакту граничит с грубообломочными туфобрекчиями. Подобная картина типична еще для целого ряда обнажений в урочище Кривляки. Не вдаваясь в подробности описания отдельных обнажений, остановимся на наиболее характерных формах проявления траппов всего участка.

Мощные зоны траппов с разнообразными формами тел исследованы у южной излучины р. Подкаменной Тунгуски (по П. Е. Оффману, трубки Шатского и Заварицкого). Здесь в береговых скальных обнажениях вскрываются пластовые интрузии долеритов, мощность которых изменяется от 7 до 10—15 м, с общим падением к востоку-северо-востоку; штокообразные и дайковые тела образуют в рельефе хребтики, уходящие на водоразделы. На участках перехода пластовых тел в дайковые и вдоль интрузивных контактов с вмещающими породами широко распространены маломощные штоки, некки и мелкие ветвящиеся жилы, представленные траппобрекчией (кривлякитами). Кроме того, П. Е. Оффман выделил второй тип траппобрекчий, отличающийся от первого лишь примесью обломков пород прорванного верхнепалеозойского чехла, которые названы индигитами (по месту описания у рч. Индиги)[1].

Приведенное выше описание распространения траппов в осадочном чехле с учетом материалов аэромагнитной съемки дает основание рассматривать данную зону как область интенсивного растяжения и дробления и фундамента, и осадочного чехла платформы. Наличие широкой полосовой аномалии высокой интенсивности, уходящей от исследованного участка в северо-восточном направлении в бассейн р. Таймуры, свидетельствует прежде всего о существовании мощных трапповых тел, залечивающих, очевидно, глубинный разлом. В то же время отсутствие локальных магнитных аномалий, свойственных трубочным телам, подтверждает мнение автора настоящей работы об отсутствии здесь трубок взрыва.

Особенности проявления тектоно-магматической активизации на рассматриваемом участке сводятся к следующему.

1. Кривляковская зона дробления и интрузивного траппового магматизма является частью западного борта Тунгусской синеклизы (подобное строение имеет участок в бассейне р. Терины, описанный Оффманом, 1959) и по характеру механизмов внедрения параллелизуется с уже описанными участками в пределах Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры.

[1] Подобные новые термины, на наш взгляд, излишни, поскольку не отражают даже генетической стороны породы.

2. Вулканогенно-осадочные и вулканокластические образования контактируют по крутым плоскостям как между собой, так и с подстилающим пермским осадочным комплексом пород, что свидетельствует о значительных вертикальных подвижках, амплитуда которых увеличивается у Сользаводского блока; в зонах контактов часто наблюдаются секущие тела траппов.

3. Фациальная разнородность вулканогенных пород обусловлена, как и во внутренних частях синеклизы, ритмическим развитием траппового вулканизма (у П. Е. Оффмана туфы подразделены на трубочные и внетрубочные, однако, по заключению А. Н. Заварицкого, они не различимы ни по составу, ни по структуре и текстуре).

4. Основные пластовые и дайковые тела нормальных долеритов внедрились в интрузивной фазе после формирования вулканогенной толщи.

5. Некки и штокообразные тела траппобрекчий наряду с афанитами контролируются главным образом ослабленными зонами тектонических контактов с вмещающими породами. Нередко подошвы пластовых интрузий экранируют их. В редких случаях траппобрекчии инъецируются в форме шлира и ветвящихся даек по зонам интенсивной трещиноватости в долеритах. О существовании открытых трещин растяжения в период их внедрения свидетельствуют ксенолиты осадочных пород и туфов, отмечающиеся в траппах.

6. По времени внедрения траппобрекчии отнесены к заключительному этапу интрузивной фазы, т. е. периоду компенсационных погружений на магмоактивных участках, когда высокая степень нарушения целостности была характерна не только для осадочно-вулканогенного чехла, но и для самого интрузивного каркаса, что часто выражено в зеркалах скольжения в траппах. Остаточная магма, на некоторых участках значительно дифференцированная, инъецируется по зонам дробления, иногда со скарнированием вмещающих пород и с незначительной магнетитовой и кальцитовой минерализацией.

На основании сказанного можно сделать основной вывод: особенности механизмов внедрения по окраинам Тунгусской синеклизы определялись главным образом физико-механическими свойствами осадочного чехла (слоистостью, составом и пластичностью) и тектоническими деформациями в области максимального растяжения при дифференцированных движениях.

ФОРМЫ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТРАППОВЫХ ТЕЛ ВО ВНУТРЕННИХ РАЙОНАХ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Иная картина наблюдается во внутреннем поле Тунгусской синеклизы, испытавшем на значительной части нисходящие движения, что выразилось в накоплении осадочных континентальных осадков и вулканогенных образований. Общий фон тектони-

ческих движений в период активизации платформы обеспечил заложение трещин двоякого происхождения: 1) трещин, образовавшихся в результате разрывов в фундаменте платформы и осадочном чехле в условиях растяжения на крыльях крупных структур; 2) глубинных трещин, возникших при нисходящих движениях, что соответствует, по всей вероятности, объемному растяжению в наиболее прогнутых частях крупных впадин. Как было показано в разделе «Зоны глубинных разломов» и на тектонической карте (см. рис. 11), главные зоны глубинных разломов (четко выраженные и скрытые) подчеркиваются проявлениями траппов, поэтому генетическая связь их с тектоникой не должна вызывать сомнений. С системой глубинных разломов внутри синеклизы связан площадной эксплозивный и эффузивный вулканизм.

Прежде чем начать объяснение разнообразных механизмов внедрения и проявления трапповой магмы во внутреннем поле синеклизы, необходимо дать описание различных форм траповых тел. Преобладающие формы трапповых тел в поле вулканогенных пород — крутопадающие дайки, реже встречаются кольцевые дайки, штоки, некки и неправильные дискордантные интрузии крупных и малых размеров.

Дайковые тела, в отличие от описанных в пределах Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры, имеют, как правило, вертикальные и крутопадающие контакты с вмещающими породами, но встречаются коленообразно изогнутые и ветвящиеся, нередко наблюдаются «слепые» дайки. Конфигурация даек в плане распознается с трудом ввиду почти полной закрытости района, но после дешифрирования аэрофотоснимков Ангаро-Катангского междуречья общая картина значительно проясняется. Одни из даек строго линейны, другие перекрещивающиеся и веерообразно расходящиеся, третьи полукольцевые и кольцевые. Мощности их самые разнообразные — от нескольких сантиметров до нескольких метров и даже до 100 м. Маломощные ветвящиеся дайки находятся в ассоциации с крупными дайками или дискордантными интрузиями, располагаясь параллельно основным телам или расходясь в радиальных направлениях от них. Прямолинейные дайки чаще всего контролируют тектонические контакты между вулканогенными и осадочными породами, иногда ограничивая отдельные горст-антиклинали с нескольких сторон. Нередко создаются сгущения даек параллельных и субпараллельных простираний по отношению к штокам и малым интрузиям, которые, в свою очередь, сопряжены с зонами глубинных разломов. Стенки их в большинстве неровные, с резкими уступами, поэтому часто можно наблюдать зальбанды и пережимы. Штоки и дискордантные интрузии располагаются главным образом в зонах глубинных разломов цепочкообразно или изолированно, часто в апикальной части заканчиваясь куполообразным вздутием. На наблюдаемых участках контактов с туфами случается задирание слоев, дробление и контактовое изменение по-

род. Неправильные дискордантные интрузии в плане имеют полигональные, вытянутые и извилистые формы, часто переходящие в оперяющие дайки. В глубинном строении их отмечаются хонолиты (горизонтальные ответвления), вскрываемые скважинами в прибортовых частях синеклизы.

Исходя из морфологии и особенностей размещения траповых тел, удается установить некоторые закономерности развития вулканизма в мезозое. Линейные секущие дайки вписываются в общий рисунок разрывных нарушений в осадочном чехле. Среди них преобладает система северо-восточного простирания. Выдержанная линейность разрывных нарушений (амплитудных и безамплитудных), трассируемых траповыми телами по краевым частям структурно-вулканической области, свидетельствует о действии унаследованного (начиная с нижнего карбона) поля тектонических напряжений. Динамические условия образования густой сети разрывных нарушений в вулканогенных породах, так же как и в верхнепалеозойских осадочных отложениях, определялись активизацией глубинных разломов и заложением серии перпендикулярных оперяющих разрывов. В совокупности зоны глубинных разломов, соединяясь посредством оперяющих, создают своеобразную тектоническую «канву», определившую характер всего мезозойского тектоно-магматического цикла с характерными контрастными движениями по ним. Как уже отмечалось, Ангаро-Тунгусско-Чонская флексура была зоной максимального растяжения, сбросообразования и проявления траппового магматизма в различных фациях. К сходной с ней по тектоническим деформациям отнесена зона мощного траппового магматизма, проходящая от участка урочища «Кривляки» в северо-восточном направлении через погребенное Чуньско-Вилюйское поднятие (см. рис. 11). Магма, активно внедряясь в приповерхностные слабо диагенезированные верхнепалеозойские осадки и в слабо уплотненные вулканические образования, легко взламывала их, застывая в форме неправильных дискордантных интрузий. Широко развитая сеть секущих дайковых тел в общем плане согласуется с приразломной трещиноватостью в вулканогенных породах. О существовании открытых трещин растяжения говорят неровные (рваные) контакты вмещающих пород и наличие их ксенолитов в траппах, а также отсутствие следов задирания слоев.

Для участков с преобладающим погружением (Чемдальско-Илимпейский прогиб) наиболее распространенными формами залегания траппов являются некки, штокообразные тела, кольцевые дайки и неправильные интрузии.

О ВЕРОЯТНЫХ МЕХАНИЗМАХ ВЗРЫВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Этот вопрос для палевулканической формации Сибирской платформы считается неразработанным, что объясняется прежде всего слабой площадной геолого-геофизической изученностью

ее. Кроме того, значительный объем вулканогенной толщи (в том числе более поздние вулканические постройки) уничтожен продолжительной эрозией (начиная со средней юры и до настоящего времени). Поэтому, определяя наиболее вероятные зоны вулканической деятельности, автор настоящей работы исходил из анализа геолого-тектонических особенностей проявления траппов. Как мы уже установили, интрузивный дайковый траповый магматизм был следствием длительно развивающихся тектонических деформаций (главным образом растяжения) и проявился в завершающей (послетуфовой) фазе мезозойского тектоно-магматического цикла. Анализ морфологических особенностей трапповых тел и закономерностей их распространения в верхнем (P_2—T_1) структурном ярусе показал, что тектонические деформации носили пульсационный характер, т. е. имело место чередование фаз растяжения и сжатия. Это находит подтверждение в ритмичном строении вулканогенной толщи. Однако пульсационный характер магматического процесса, сравнительно хорошо фиксируемый во времени, не всегда выдержан в пространстве. Такое положение объясняется, с одной стороны, сложностью внутренней тектонической структуры Тунгусской синеклизы, с другой — зональностью синхронного развития областей растяжения и сжатия.

Длительно развивающиеся (D_3 — T_1) крупные внутриплатформенные впадины и прогибы (Тасеевская, Туринская впадины, Чемдальско-Илимпейский прогиб и др.) в отличие от обрамляющих флексур и поднятий, соответствующих зонам растяжения, представляли собой области преимущественного сжатия. В каждой отдельно взятой впадине или прогибе тектонические деформации имели двоякий характер: 1) жесткий кристаллический фундамент платформы в условиях нисходящих движений после перехода хорды подвергался растяжению с последующим глубинным заложением тектонических разрывных нарушений; 2) мощный осадочный чехол в условиях погружения сжимался. Глубинные трещины растяжения явились одним из факторов, обусловивших возникновение и распределение древних вулканически активных зон. Они, вероятнее всего, были приурочены к наиболее прогнутым частям впадин, поскольку в центральных частях их существовала максимальная литостатическая нагрузка.

Наличие разломов глубинного заложения подтверждается соответствующей морфологией трапповых тел (штокообразные дискордантные интрузии, штоки, некки), сопряженных с жерловыми и околожерловыми фациями пирокластических пород. Кроме того, они часто фиксируются как линейным расположением самих тел, так и приуроченностью поствулканических гидротермальных проявлений. К такому типу разломов глубинного заложения относится зона разлома, проходящая по осевой части Чемдальско-Илимпейского прогиба. Наряду с этой главной зоной разлома северо-восточного простирания, отраженной в оса-

дочном чехле, проницаемыми были и оперяющие разрывы северо-западного направления. Этот вывод согласуется с мнением А. Ритмана (1964), который считает, что «в большинстве случаев центральные вулканы приурочены к местам, где главная трещина пересекается поперечными разломами или сбросами, то есть к тектонически ослабленным местам, где легко образуются небольшие апофизовые очаги» и что «образование пирокластов обязано не трещинному извержению, а первичному центральному типу извержения, насаженному как на скрытых глубинных разломах, так и на поперечных». Яркий пример связи извержений центрального типа с оперяющими разломами в юго-восточной части Тунгусской синеклизы — зона кольцевых и кальдерообразных структур, сложенных микродолеритами, изученных М. М. Одинцовым и А. П. Труфановой (1948) в бассейне среднего течения р. Илимпеи. В 1963 г. автором работы исследованы околожерловые фации данной вулканической области, о чем уже было сказано выше.

Подводя итог сказанному о связи вулканизма с ослабленными зонами вдоль глубинных разломов в условиях нисходящих движений, надо отметить, что проявления базальтовой магмы имели специфические формы и характер, определявшиеся прежде всего литологическими особенностями пород, выполнявшими впадины. Сульфатно-галогенные пластичные формации (Cm_1) и монолитные терригенно-карбонатные породы (O_1), скорее всего, выступали в качестве экранирующих толщ и способствовали горизонтальному движению магматических масс. Так, в Тасеевской впадине, где большая амплитуда прогибания (до 8 км) компенсировалась накоплением мощных слоистых толщ всего палеозоя, трапповый магматизм проявился главным образом в форме пологонаклонных интрузий, идущих по восстанию слоев от центральной части впадины (Анисимов, Замараев, 1960). Названные авторы высказали мнение о дроблении фундамента вследствие объемного растяжения. Подобную же структурную приуроченность подводящих каналов устанавливает Н. А. Флоренсов (1960) для мезокайнозойских впадин Забайкалья и Прибайкалья.

В нашем случае в Чемдальско-Илимпейском прогибе к началу вулканической деятельности сформировалась мощная толща континентальных песчано-угленосных рыхлых осадков, мало способствовавших экранированию для поднимающейся базальтовой магмы. А если учесть, что отложения нижнего палеозоя на юго-восточной окраине Тунгусской синеклизы имеют карбонатно-доломитовый состав (Замараев, 1967), то здесь следует ожидать, скорее, развития «жесткой» деформации с дроблением и заложением систем радиальных глубинных разрывов, чем образования горизонтальных интрузий. Естественно, при подобных деформациях магма локализовалась по этим ослабленным зонам с образованием отдельных промежуточных камер. По-видимому, с тех пор, как внутриочаговое давление возросло настолько, что превзошло сопротивление сжатия кровли в условиях погружения

и литостатическую нагрузку, начались извержения центрального типа.

Для обоснования механизма древних извержений на Сибирской платформе мы воспользуемся некоторыми положениями А. Ритмана (1964), который рассматривает этот механизм как нарушение состояния равновесия и как средство для его восстановления.

1. При вулканической деятельности особую роль играют нарушения гидростатического равновесия и образующиеся вследствие этого движения масс.

2. Резкий перепад приводит к выделению газовой составляющей с образованием пиромагмы, представляющей собой смесь газа и распыленного магматического материала.

3. Активный прорыв магмы из относительно глубоко залегающих очагов возможен лишь в том случае, если кровля очага будет нарушена и ослаблена тектоническими движениями.

Как было показано в предыдущих разделах работы, тектонический режим и характер структурного развития юго-восточной части Тунгусской синеклизы способствовал и зарождению магматических очагов и их активному проявлению как в виде субвулканических фаций, так и в виде наземных вулканических выбросов.

Интересующая нас вулканическая деятельность была весьма интенсивной. Общая площадь распространения вулканогенных пород 340 тыс. км^2 (без туфолавового поля). Объем эксплозивного материала, подсчитанный нами, составляет приблизительно 80 тыс. км^3 (см. табл. 4). Анализ состава осадочно-вулканогенных пород и пирокластитов позволяет судить о характере развития эксплозивных процессов во времени. В развитии вулканизма в пределах исследованной части Тунгусской синеклизы устанавливаются три крупных макроритма, отвечающих началу взрывного вулканизма; максимуму выброса базальтового материала; затуханию вулканической деятельности.

Первичные извержения, зародившиеся в нижней перми, вначале имели спорадический и сугубо локальный характер, приурочиваясь в основном к зонам глубинных разломов как по периферии, так и в самой Тунгусской синеклизе. Свидетельство тому — присутствие вулканогенного материала (витробазальтов) в песчано-угленосных отложениях бургуклинской свиты в виде крупных линз до 7 м мощности (скв. 3, среднее течение р. Подкаменной Тунгуски). В поздней перми и раннем триасе начальными взрывами была охвачена вся Тунгусская синеклиза. Судя по большой мощности осадочно-вулканогенных пород тутончанской свиты (до 180—200 м в центре синеклизы) и преобладающему пепловому составу продуктов извержений, первичные взрывы связаны с гигантским пароксизмом. Вероятнее всего, перегретая базальтовая магма, придя в соприкосновение с водоносными горизонтами, вскипая, распылилась, образовав громадное количество вулканического пепла. Совершенно не

удается установить способ извержения в этот период, поскольку вулканогенно-осадочные породы повсеместно перекрыты более молодыми вулканокластическими образованиями. С достаточной достоверностью можно говорить лишь о том, что взрываемая поверхность была сложена довольно рыхлыми осадочными породами перми. Автор работы в этом вопросе присоединяется к мнению большинства вулканологов, считающих, что первичные вулканические взрывы могут происходить как через вулканы центрального типа, так и через трещинные аппараты.

Если учесть многочисленные описания состава продуктов как одних, так и других механизмов извержений в историческом и недавнем прошлом (Апродов, 1965; Горшков, 1962; Мархинин, 1967; Ритман, 1964), можно полагать что преобладали аппараты центрального типа. Некоторые геологи, исследующие туфолавовые толщи севера Сибири (Лебедев, 1965; Полькин, 1959, 1965, и др.), на первый план выдвигают трещинные излияния.

Вулканокласты второго ритма эксплозивной деятельности хорошо видны в современном эрозионном срезе. Тщательные геологические и петрографические исследования их состава в латеральном ряду позволили выделить фации вулканитов, детальному описанию которых посвящен первый раздел. На основе литолого-фациального анализа и актуалистического принципа, автору настоящей работы представляется возможным объяснить механизм мощной наземной эксплозивной деятельности во втором ритме. На этот ритм из общего объема выброшенной лавы падает примерно три четверти, что говорит о всеобщем подновлении зон разломов глубокого заложения, которые и определили ее наземное проявление.

Сравнительно короткая пауза в вулканической деятельности между первым и вторым ритмами выражена в размыве вулканогенно-осадочных пород на обрамлениях синеклизы и внутренних горст-антиклиналях. Вулкано-тектонические структуры — крупные прогибы и впадины — к началу второго ритма определились как области стабильного погружения (эта тенденция сохранялась и в более поздние эпохи вплоть до J_1) Резкая активизация дифференцированных движений, вероятно, явилась главной причиной нового еще более мощного пароксизма (раннекорвунчанского). Механизмы извержений, скорее всего, носили смешанный характер. Наряду с возобновлением действий закупоренных жерл, зародившихся в первом (тутончанском) ритме, возникали первичные взрывы на оперяющих разломах, поскольку зоны глубинных разломов были залечены ранними порциями базальтовой магмы. Наличие в туфобрекчиях до 10% эруптивных обломков микро- и полнокристаллических долеритов — яркое доказательство дотуфового внедрения магмы. Поздние порции магмы (туфовая фаза), прорывая и дробя продукты ранних субвулканических внедрений, выносили их на поверхность.

Преобладающая масса обломков вулканокластических пород представлена витро- и гиалобазальтами, в меньшей степени

основным вулканическим стеклом и афанитами. Большая часть разновидностей базальтовой лавы отличается плотным сложением и лишена пузыристых включений, что дает право относить их к дегазированному расплаву — эпимагме (Ритман, 1964).

Энергия вулканических взрывов в описываемый период, надо полагать, была колоссальной, о чем свидетельствуют угловатые формы обломков витро- и гиалобазальтов, выполняющих жерла вулканов, трубок взрыва и слагающих околожерловые фации. Продукты выброса жидкой лавы имеют подчиненное значение (исключая вулканический пепел). Присутствие типичных форм эксплозии — бомб и лапиллей — в агломератах является прямым показателем центров извержений или их близости. Вулканический пепел и мелко раздробленный витробазальтовый материал, создавшие мощные покровы, нередко в разрезе сменяются грубообломочными фациями и наоборот. Это обстоятельство позволяет говорить о частой повторяемости и различии в характере вулканических взрывов.

Третий ритм вулканической деятельности в пределах исследованной территории выделяется условно и по времени сопоставляется с мощным излиянием платобазальтов в центральной и северо-западной частях Тунгусской синеклизы. В разрезе вулканогенной толщи этому ритму отвечают вулканогенно-осадочные отложения, обогащенные пепловым материалом. Механизмы извержения, по-видимому, мало отличались от уже описанных, но были менее мощными по силе и масштабам.

Продукты извержений формируют ряд фаций в зависимости от способа переноса и отложения в поверхностных условиях, о чем уже было сказано ранее.

О ВЛИЯНИИ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ МАСС НА СТРУКТУРУ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В данном разделе автор работы делает попытку оценить траппову́ю эксплозионно-магматическую деятельность с количественной стороны и в этой связи объяснить качественные изменения структуры осадочного чехла.

Геологи, работавшие по интрузивному комплексу, различными путями приходили к выводу о существенном влиянии магматической деятельности на тектоническую структуру Сибирской платформы. В частности, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. С. Гинберг, Н. Л. Дилакторский (1932) при объяснении механизма горизонтальных интрузий выдвинули гипотезу о том, что магма и слоистые толщи чехла поменялись местами, вследствие чего в процессе развития траппового магматизма большие территории оказались вовлеченными в нисходящие движения. В. П. Солоненко (1949) связывает возникновение юрских депрессий с оттоком подкоровых масс. Схема развития тектоно-магматического цикла предложенная П. Е. Оффманом (1959), в общем, сводится к

колоссальному обрушению Катангского сводового поднятия, под которым существовал магматический очаг.

В настоящее время уже накоплен достаточный фактический и сравнительный материал, чтобы пересмотреть вопрос о влиянии глубинного магматизма на геологическую структуру платформы. Автору работы представляется вероятным механизм внедрения, предложенный Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, но применительно только к глубоким впадинам типа Тасеевской и Туринской, которые, по-видимому, связаны с наиболее глубокими магматическими очагами.

Более мелкие вулкано-тектонические структуры, такие, как Чемдальско-Илимпейский прогиб, Мурская, Тушамская впадины и другие, имеют много общего в строении с кальдерами и грабенами современного Курило-Камчатского вулканоактивного пояса. Если кальдеры (согласно современным взглядам вулканологов) образуются путем проседания кровли периферического (приповерхностного) очага, то это влечет за собой вертикальные подвижки, что отражается на структуре осадочного чехла. Учитывая огромные размеры области накопления Тунгусской палеовулканической формации и ее грабенно-горстовый структурный план, можно с уверенностью сказать, что вулкано-магматические очаги имели широкое развитие и были разобщены. В процессе вулканической деятельности по мере насыщения верхнего структурного этажа магматическими массами происходили унаследованные спокойные нисходящие движения, как это уже было показано. Дальнейшее увеличение массы эксплозивного материала на поверхности усиливало нагрузку на кровлю магматических очагов, что в критические моменты приводило к проседанию и срыву ее на отдельных участках вдоль главных зон разломов. Об этом на исследованной территории синеклизы свидетельствуют холодные тектонические контакты между вулканогенными и подстилающими осадочными отложениями. В результате обрушения образовались, вероятно, крупные кальдерообразные структуры и участки кольцевых даек, пространственно приуроченные к вулканически активным зонам.

Каково же количественное соотношение между объемом поступившего в приповерхностные слои магматического траппового материала и объемом компенсационных погружений? Получить точный ответ на этот вопрос пока не представляется возможным ввиду недостаточной изученности глубинного строения региона. Однако проведенный нами подсчет объема и массы траппового материала, хотя и в приближенной форме, позволяет объяснить перечисленные структурно-вулканические явления (табл. 4). В осадочно-вулканогенный чехол Сибирской платформы внедрилось примерно 0,95—1 млн. км^3 базальтовой магмы. Следует заметить, что по подсчетам М. М. Одинцова и др. (1967), учитывавшим более глубокие подводящие каналы, объем траппового материала 1—1,5 млн. км^3. Наши расчеты касались лишь осадочного чехла.

Таблица 4

Объем базальтовых масс по регионам

Регион	Площадь, тыс. км^2	Объем, тыс. км^3	Масса, т·10^{12}
Южная, юго-восточная и юго-западная части трапповой области . .	287—300	25,8—26	78
То же, западная часть	200	28	84
То же, восточная часть	190	29	87
Область развития вулканогенной толщи . . .	340	79,7—80	200
То же, туфолавовой толщи	338—340	279—280	790
Итого.	1370	461	1239

Беря среднюю величину объема базальтовой магмы, проникшей в осадочный чехол, в 1 млн. км^3 для общей площади около 1500 тыс. км^2, получаем, что вертикальная составляющая при заполнении освободившегося глубинного пространства составляет 660—700 м. Однако компенсационные движения, последовавшие за трапповым магматизмом, имели неравномерный характер как по скорости, так и по внешнему выражению. Специфичность проявления нисходящих компенсационных движений, на наш взгляд, обусловлена различием литостатических нагрузок в магмоактивных внутренних частях синеклизы и ее обрамляющих нижнепалеозойских структурах.

На исследованной нами юго-восточной части Тунгусской синеклизы, где сосредоточено приблизительно 260 тыс. км^3 базальтового материала, приуроченного в основном к Чемдальско-Илимпейскому прогибу и зоне Ангаро-Вилюйского разлома, компенсационные погружения произошли в два этапа: первый — обрушение вулканических построек преимущественно вдоль зон глубинных разломов с образованием грабенно-горстового структурного плана; второй — юрские компенсационные опускания, охватившие краевые части Тунгусской синеклизы.

С первым этапом связано формирование депрессий внутри синеклизы, в которых накапливаются вулканогенно-осадочные отложения (верхнекорвунчанская подсвита). Остаточный магматизм в этот период проявлялся в форме маломощных даек микропорфиритов, афанитов и зон карбонатно-магнетитового скарнирования в вулканогенных породах. Более поздний юрский этап компенсационных опусканий отражен в современной структуре южной части Сибирской платформы в виде изолированных впадин, локализующихся вдоль зон глубинных разломов, что убедительно указывает на длительное и унаследованное развитие их. В зоне Ангаро-Вилюйского разлома четко обособляются следующие впадины: Эдучанская, Поливинская, Чульская, Чуланканская, Тетейская и Чонская. Последняя служит юго-западной

окраинной Вилюйской мезозойской впадины. В структурном отношении мелкие впадины занимают в основном межтрапповые участки, вытягиваясь параллельно или субпараллельно Ангаро-Вилюйской зоне разломов. К юрскому же времени приурочены компенсационные опускания колонн жестких интрузивных тел траппов и в вулканических трубках, о чем свидетельствуют скользящие контакты со смещением в траппах и изгиб пластов во вмещающих породах.

На закономерную связь разрывообразования с компенсационными опусканиями и большой литостатической нагрузкой указывает часто встречающийся реоморфизм. Образование кластических даек рассматривается различными исследователями поразному в зависимости от состава, геологических условий, форм нахождения и в современных условиях от сейсмичности. Давно известные дайки песчаников на Сибирской платформе описаны С. В. Обручевым (1932), позднее В. В. Ляховичем (1953). В частности, В. В. Ляхович, изучая дайки песчаников в Среднем Приангарье, пришел к выводу об их инъекционном характере, но при этом главную роль отвел силам землетрясений.

Личные наблюдения позволяют нам согласиться с первым положением, т. е. с образованием даек путем инъекции материала. Однако роль землетрясений, которые в то время, надо полагать, имели колоссальную силу, была значительной лишь при первых толчках, послуживших началом трещинообразования. Основная же роль, как представляется, принадлежит напряжениям, которые возникли в результате вертикальных перемещений неоднородных блоков. Механизмы образования кластических даек в вулканогенных породах отражают взаимосвязь тектонических напряжений и литостатической нагрузки с физико-механическими свойствами подстилающего и вмещающего комплексов пород. Часто наблюдаемые кластические дайки, как правило, приурочены к зонам интенсивных разрывных нарушений и дробления на крыльях антиклинальных структур по пермским породам, перекрытым туфогенными отложениями. С началом тектонических подвижек подстилающие туфогенную толщу обводненные песчано-алевролитовые осадки верхнего палеозоя пришли в пластичное состояние и инъецировались в образовавшиеся трещины. На участках интенсивного дробления (Сильгиш) наряду с дайками траппов отмечаются кластические дайки окварцованных песчаников.

Легко представить механизмы внедрения песчаниковых даек при наличии слабо диагенизированного подстилающего песчаного субстрата в сравнительно плотную туфовую толщу в условиях опусканий грабенов. Также нетрудно объяснить инъекции известняков с участием сильных тектонических напряжений. Нами в бассейнах рек Северной Чуни и Илимпеи наблюдались вертикальные карбонатные жилы, слепо заканчивающиеся вверху. Северная сторона куполообразного выхода известняков осложнена сбросом, параллельно которому в туфах наблюдаются

маломощные (15—20 см) дайки тех же известняков (детальное описание особенностей строения этого обнажения дано в первых разделах).

Пластические течения известняков возможны при воздействии сил вертикального раздавливания. К такому выводу пришел В. В. Бронгулеев (1947), изучавший песчаниковые дайки Русской платформы. Он назвал их амагматическими инъекциями, связав происхождение с большим давлением в результате вертикальных движений земной коры.

В юго-восточной части Тунгусской синеклизы как в интрузивной фазе, так и при компенсационных опусканиях широкое развитие получили разрывные нарушения, способствовавшие внедрению траппов и нарушению залегания вмещающих пород вплоть до их пластического течения.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Раннекиммерийская тектоно-магматическая активизация центральной части Сибирской платформы, в процессе которой формировалась Тунгусская синеклиза, имеет определяющее значение в распределении магматогенных полезных ископаемых (железных руд, исландского шпата, полиметаллов и др.). Широко известная группа промышленных Ангаро-Илимских железорудных месторождений к настоящему времени наиболее исследована. Геология их подробно описана в работах Г. Ф. Крашенинникова (1936), М. К. Косыгина (1957), Н. Б. Павлова (1960), Л. Г. Страхова (1964), В. И. Гоньшаковой (1961), П. Е. Оффмана (1959), И. И. Антипова и др. (1960). Большинство из вышеназванных авторов придерживается точки зрения приуроченности железорудных месторождений к вулканическим аппаратам (трубкам взрыва), располагающимся в узлах пересечений двух главных направлений тектонических разрывов — северо-восточного и северо-западного.

Не вдаваясь в подробности описания строения трубочных тел, отметим лишь некоторые особенности их связи с разрывными структурами. Трубочные тела, как правило, выполнены скарнированными эруптивными брекчиями и туфобрекчиями с массой магнетитовых жил. Локализация этих жил не ограничена строго пределами трубок взрыва. Они часто прослеживаются за пределами последних на расстояниях более 100 м, пересекая различные комплексы вмещающих осадочных пород и интрузивных траппов. Этот факт наиболее ярко свидетельствует о многофазном развитии магматического процесса, начиная от первичных вулканических взрывов до постмагматической циркуляции рудоносных растворов.

В структурном отношении устанавливается прямая связь с крупнейшей региональной Ангаро-Тунгусско-Чонской флексурой, соответствующей зоне Ангаро-Вилюйского глубинного

разлома. Как уже было сказано в предыдущих разделах, Ангаро-Тунгусско-Чонская флексура в процессе формирования юго-восточного борта Тунгусской синеклизы являлась областью растяжения, вследствие чего получила широкое развитие главная система разрывных нарушений, простирающаяся в северо-восточном направлении параллельно и субпараллельно борту синеклизы.

Кроме того, существует определенная связь разрывных нарушений и приразломных пликативных мелких флексур и антиклиналей. Однако, как показывают материалы Г. И. Антипова и др. (1960), В. И. Гоньшаковой (1961), локализация рудопроявлений, за некоторыми исключениями (Тубинские и Коршуновские рудные тела), не подчиняется основному северо-восточному направлению разрывных структур, а имеет место в узлах пересечения этого направления с относительно молодыми (T_1) разрывами или непосредственно на них.

Как показал анализ развития тектонической структуры и связанного с ней траппового магматизма, распределение разрывных нарушений и их интенсивность в породах чехла определялись движениями по основным зонам глубинных разломов. Последние, являясь наиболее ослабленными, с момента заложения Тунгусской синеклизы выполняли роль подводящих каналов и были «залечены» первыми порциями базальтовой магмы. Этим, скорее всего, объясняется то обстоятельство, что с системой разрывных нарушений (трещин отрыва), сопряженных с зоной Ангаро-Вилюйского разлома, связаны основные массы интрузивных траппов и лишь отдельные железорудные месторождения. Преобладающее количество этих месторождений на юго-восточной окраине приурочивается к участкам дробления пород чехла северо-западного простирания, являющимся оперяющими по отношению к глубинному разлому.

Во внутренних прибортовых частях Тунгусской синеклизы взаимосвязь разрывных дислокаций и рудопроявлений выражена не менее ярко, но оруденение имеет другой характер, для обоснования чего кратко рассмотрим степень дробления и изменения пород осадочно-вулканогенного чехла в зонах разломов. Периклинальная часть Ангаро-Тунгусско-Чонской флексуры, сложенная верхнепалеозойскими отложениями и раннемезозойскими вулканогенными образованиями, интенсивно осложнена разрывами со сбросовой составляющей как северо-восточного, так и северо-западного направления с образованием грабенно-горстового структурного плана. К участкам тектонических контактов почти повсеместно приурочены секущие и штокообразные тела долеритов. Часто наблюдаемое на экзоконтакте прожилковое и вкрапленное обогащение цеолитами и кальцитом свидетельствует о том, что при активном внедрении магма лишилась своих газообразных и флюидальных компонентов и обогатила ими туфы. При этом степень гидротермального изменения находится в прямой зависимости от форм и мощ-

ности траповых тел и от состава вмещающих пород. На контактах маломощных дайковых тел наблюдается лишь незначительная зона гидротермального изменения вмещающих пород. В приконтактовых зонах крупных интрузивов гидротермальные процессы выражены в глубоком изменении не только внешних признаков (осветление или потемнение и уплотнение), но и химического состава за счет карбонатно-железистых гидротерм. При этом следует указать на весьма интересный факт — свойство различных фаций вулканогенных пород определенным образом реагировать на наложенные гидротермально-метасоматические процессы. Грубообломочные и агломератные туфобрекчии в силу своей крупнообломочной структуры и кавернозности, как правило, наиболее подвержены этим процессам и часто становятся благоприятными коллекторами для кристаллизации исландского шпата и образования железорудных скарнов. Яркий пример тому — Нерюндинское месторождение (Ангаро-Катская группа), описанное С. Ф. Павловым и К. П. Волковой (1962).

Отличительная особенность рудообразований во внутренней части Тунгусской синеклизы заключается в локализации рудных тел вдоль зон интенсивного дробления пород и отсутствии связи с вулканическими аппаратами. Этот вывод сделан при рассмотрении немногочисленных, но интересных проявлений магнетита (участок Доткар — в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски), исландского шпата (месторождение Разлом — бассейн р. Нижней Тунгуски), целестина, барита (рч. Сюргитка — бассейн р. Апки) и других полезных ископаемых. Четко выраженные зоны линейной тектонической трещиноватости хорошо заметны на месторождении исландского шпата Разлом и прослеживаются от бассейна реки Панонгны к северо-востоку и по правобережью р. Нижней Тунгуски на несколько десятков километров. Геолого-тектонические условия наблюдаемых здесь проявлений исландского шпата и ассоциирующего с ним барита свидетельствуют о связи их с наиболее поздними постинтрузивными разрывными структурами, осложняющими осадочно-вулканогенный чехол. Это вполне увязывается с выводами Г. И. Антипова и др. (1960) и В. И. Гоньшаковой (1961) о формировании рудных тел в завершающую низкотемпературную гидротермально-пневматолитовую стадию траппового магматизма.

Таким образом, зоны глубинных разломов, ограничивающие Тунгусскую синеклизу и внутри ее, явились наиболее ослабленными и проницаемыми на ранних этапах тектоно-магматического цикла; большая часть эндогенных рудопроявлений сопряжена с жерловыми фациями, приуроченными к относительно молодым оперяющим разломам; низкотемпературная гидротермальная минерализация (проявления исландского шпата, барита, целестина и пр.) связана с постмагматическими компенсационными подвижками в пределах вулканогенного поля юго-востока Тунгусской синеклизы.

На основе полевых исследований и анализа структурно-тектонического развития региона в сочетании с данными аэромагнитной съемки представляется возможным связывать перспективы на поиски железорудных месторождений с зонами интенсивных разрывов близ магмоактивных участков, так как трещины разрывов были основными путями движения остаточных рудоносных растворов, генетически связанных с едиными магматическими очагами. Кроме того, определенный интерес представляют локализованные положительные магнитные аномалии, вызванные, вероятнее всего, слепыми рудными телами. В территориальном отношении наибольший интерес представляют Инаригдо-Наканновский участок, бассейны рек Средней Кочемы и Илимпеи, где уже обнаружены крупные тела магнетита (рч. Гуткогна, среднее течение рч. Люку и др.).

Говоря о перспективах на поиски магматогенных полезных ископаемых в пределах исследованной юго-восточной части Тунгусской синеклизы, автор не претендует на окончательное установление закономерностей распространения рудопроявлений, поскольку площадная геолого-геофизическая изученность региона остается еще далеко не полной.

К структурно-тектоническим предпосылкам при поисках месторождений полезных ископаемых, связанных с трапповой формацией, следует отнести наличие зон тектонических контактов между осадочными породами верхнего палеозоя и вулканогенными образованиями раннего триаса, зон интенсивного дробления вулканогенных пород, зон повышенной трещиноватости в краевых и апикальных частях крупных штоков и дискордантных интрузий дифференцированных и слабо дифференцированных траппов.

Личные полевые наблюдения позволили определить наиболее характерные макроскопические поисковые признаки, которые могут быть применены для обнаружения рудопроявлений:

1) осветление окраски туфов, наличие миндалин, прожилков и вкрапленников кальцита и цеолита, что чаще всего характерно для шпатоносных зон;

2) проявление ржаво-бурой окраски трещиноватых туфов с шаровой отдельностью, связанное со значительной степенью вторичного изменения — лимонитизацией.

В свете изложенных в настоящей работе взглядов на структурно-тектоническое развитие юго-восточной части синеклизы представляется наиболее вероятным, что палеогеографическая обстановка в пермский период способствовала углеобразованию в областях с преобладающими опусканиями. Интересен в этом отношении, по мнению автора, Чемдальско-Илимпейский прогиб. Подходя с точки зрения постумного развития структурного плана юго-востока Тунгусской синеклизы, следует ожидать более мощных залежей каменного угля (по сравнению с известными по окраинам синеклизы) на участках, сопряженных с осевыми частями прогибов, и с приразломны-

ми мульдами. Учитывая приуроченность взрывного палеовулканизма к прогибам, можно полагать, что значительная часть этих залежей была уничтожена (туфобрекчии и агломераты повсеместно обогащены обломками каменного угля). В этой связи наибольший интерес должны представлять участки, сложенные фациями вулканогенно-осадочных пород, удаленных от магмоактивных зон.

Говоря об осадочных месторождениях полезных ископаемых, следует указать на благоприятные структурно-тектонические и палеогеографические предпосылки на поиски древних алмазных россыпей. Для юрского этапа тектонической перестройки структурного плана южной части Сибирской платформы характерна резкая локализация приразломных впадин в южной и юго-восточной частях Тунгусской синеклизы. Обломочный материал, который явился наполнителем для юрских впадин, как и для всего Ангаро-Вилюйского прогиба, поступал с Саяно-Енисейского складчатого обрамления и с активно растущего Чадобецкого платформенного поднятия, в пределах которых развиты кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Алмазы и их спутники, обнаруженные в аллювиальных отложениях рек, пространственно приурочены к области развития юрского внутриплатформенного прогиба, поэтому юрские континентальные песчано-галечные отложения, возможно, являются промежуточными коллекторами древних алмазоносных россыпей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая изложенный материал, можно сделать следующие выводы:

1. На основе фациального анализа выделяются три макроритма: а) начало регионального вулканизма (P_2—T_1 — тутончанский), выразившегося преимущественно в выбросах вулканического пепла и формировании вулканогенно-осадочных пород; б) массовый выброс эксплозивно-эруптивного материала (T_1^1 — нижнекорвунчанский) с образованием вулкано-кластических образований; в) затухание вулканической деятельности (T_1^2 — верхнекорвунчанский) — широкое развитие эрозионно-денудационных процессов и накопление вулканогенно-терригенных осадков. Общий генетический фон выделенных литолого-фациальных комплексов сравнительно хорошо выдержан по простиранию. Проведенные автором структурно-фациальные исследования, опирающиеся на детальное изучение и сопоставление разрезов и структур, вероятно, окажут помощь при решении задач геологического картирования палеовулканической формации.

2. Формирование крупнейшей внутриплатформенной Тунгусской синеклизы протекало в тесной связи с развитием зон глубинных разломов как ограничивающих синеклизу, так и осложняющих ее внутреннюю структуру. При этом определяющая роль Ангаро-Вилюйской зоны разломов в развитии юго-востока синеклизы раскрывается прежде всего в сопряженности с ней линейных складчато-разрывных структур и в пространственном ограничении вдоль нее верхнепалеозойско-мезозойских осадочно-вулканогенных пород. Поэтому карбоново-юрская активизация ее вполне очевидна, что же касается предкарбоновой истории, то, по мнению автора, возможно, Ангаро-Вилюйская зона разломов в нижнем кембрии выполняла роль переходной зоны между синхронно развивающимися формациями — галогенно-сульфатно-карбонатной Ангаро-Ленского проги-

ба и существенно карбонатной центра Сибирской платформы.

Различия в геологическом строении разных участков в южной и юго-восточной частях Тунгусской синеклизы определили разнофациальный состав и формы проявления трапповой магмы.

3. Дифференцированные блоковые движения к началу массового внедрения траппов обособили в общих чертах основные вулкано-тектонические структуры: Чемдальско-Илимпейский прогиб, Тасеевскую, Тушамскую и Туринскую впадины. Общие признаки этих структур — тенденция к преобладающему опусканию и присутствие в их осадочном наполнителе интрузивно-вулканогенных комплексов пород. Но вместе с тем устанавливаются специфические особенности: в Тасеевской впадине развит интрузивный комплекс траппов (силлы), в Тушамской и Чемдальско-Илимпейском прогибе в широком масштабе выражена эруптивно-эксплозивная деятельность, в Туринской в основном эффузивная. Максимально прогнутым частям этих структур, вероятно, соответствуют проницаемые зоны (скрытые глубинные разломы), возникшие путем проникновения трещин из глубины. Это подтверждается обильным траппонасыщением, приуроченным к центральным районам впадин. Судя по сопряженности агломератов и туфобрекчий с трапповыми интрузиями, можно с достаточной уверенностью говорить о единых очагах как эксплозивной, так и интрузивной деятельности базальтовой магмы.

4. Раннемезозойский тектонический этап характеризуется существенным, а в ряде случаев и коренным преобразованием унаследованной от позднего палеозоя структуры. Различные скорости контрастных тектонических движений по отдельным блокам предопределили складчато-глыбовый тип структур. Наибольшие скорости и амплитуды, судя по максимальным мощностям осадочно-вулканогенных пород, были приурочены к осевым частям прогибов. Исходя из постумного развития структурного плана юго-востока Тунгусской синеклизы, мы выделяем крупнейшую структуру прогибания (типа сквозного авлакогена), прослеживаемую по системе сопряженных впадин и прогибов от Тасеевской впадины и далее к северо-востоку через Мурскую, Тушамскую впадины и Чемдальско-Илимпейский прогиб в пределы Вилюйской синеклизы. По геофизическим данным, выделяемая структура находит отражение в рельефе фундамента и сравнительно хорошо выражена по увеличенным мощностям девон-юрского осадочно-вулканогенного чехла.

5. На основе полевых исследований и проведенного анализа структурно-тектонического развития региона в сочетании с данными аэромагнитной съемки представляется возможным перспективными зонами на поиски железных руд, исландского шпата и других полезных ископаемых считать зоны интенсивных разрывов близ магмоактивных участков, так как трещины разрывов были основными путями движения остаточных рудоносных растворов, генетически связанных с едиными магматическими камерами. Наибольший интерес в этом отношении пред-

ставляют Ангаро-Катангское и Тунгусско-Илимпейское междуречья.

6. По морфологическому выражению в структуре платформы, составу и характеру строения осадочно-вулканогенных толщ, Тунгусский бассейн имеет много общих черт с бассейнами Карру (Южная Африка), Декана (Индия), Парана (Бразильский щит) и др. Заложение этих крупнейших внутриплатформенных синеклиз произошло в первой половине карбона. Осадочный чехол, формировавшийся на протяжении всего верхнего палеозоя в преобладающих континентальных условиях представлен глинисто-песчано-угленосными отложениями. Одинаковый стиль структурного развития синеклиз подчеркивается приблизительной синхронностью проявления базальтового вулканизма и магнетизма. Обращает на себя внимание общность морфологического выражения складчато-разрывных дислокаций, генетически связанных как с активностью магмы, так и постмагматическими компенсационными опусканиями. Среди последних преобладают сбросы с вертикальной составляющей, осложняющие как верхнепалеозойский, так и раннемезозойский структурный план и создающие грабенно-горстовые формы структур.

ЛИТЕРАТУРА

Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., Изд-во МГУ, 1965, 221 с.

Ансимов К. Н., Замараев С. М. К вопросу о роли разломов в структуре Иркутского амфитеатра.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 8, с. 23—28.

Антипов Г. И., Косыгин М. К. и др. Ангаро-Илимские железорудные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1960, 371 с.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1941.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— «Бюлл. Московского об-ва испытателей природы, отд. геол.», 1933, № 4.

Афанасьев Г. Д. Проблема возраста магматических пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 4, с. 57—79.

Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, 432 с.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.

Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964, 119 с.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1966, 123 с.

Берг Л. С. Триасовые рыбы Тунгусского бассейна р. Нижней Тунгуски.— «Изв. АН СССР. Сер. биол.», 1941, № 2.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 88 с.

Благовещенская М. А. Чадобецкое куполовидное поднятие.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 8, с. 71—83.

Богданович К. И. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии.— «Горный журнал», 1895, т. 4, № 10—12.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., 1967, 327 с.

Бойцова И. Н., Старицкий Ю. Г. Рельеф фундамента Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1965, № 10, с. 21—25.

Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе геотектогенеза.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 2, с. 3—8.

Бронгулеев В. В. Амагматические инъекционные явления на платформе.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1947, вып. 6, с. 41—54.

Булмасов А. П. О глубине заложения вулканических трубок взрыва Сибирской платформы.— В кн.: Краткие сообщения о научно-исслед. работах Иркутского ун-та. Иркутск, 1961, с. 37—41.

Вакар В. А. Основные черты магматизма сибирских траппов.— «Информ. бюлл. НИИГА», 1957, вып. 1, с. 14—18.

Вакар В. А., Лебедев А. П. Вулканизм формации сибирских траппов и тектоника.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 356—357.
Васильковский Н. П., Предтеченский А. А. О строении Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 6, с. 3—18.
Владимиров Б. М. Петрография Подунского и Маргудольского трапповых интрузивов.— «Тр. Восточно-Сибирского геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол.», 1962, вып. 10, 151 с.
Владовец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 26—30.
Вьюшков Б. П., Емельянов А. И. Первая находка ископаемых рептилий в Тунгусском бассейне.— «Изв. АН СССР. Сер геол.», 1959, № 1, с. 111—113.
Гзовский М. В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов.— «Разведка и охрана недр», 1956, № 7, с. 1—15.
Гоньшакова В. И. Некоторые данные о связи траппового вулканизма с тектоникой на Сибирской платформе.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 4, с. 115—117.
Гоньшакова В. И. Некоторые особенности размещения и механизма внедрения трапповых интрузий в юго-восточной части Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 8, с. 38—56.
Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961, 295 с.
Горшков Г. С. Некоторые вопросы теории вулканологии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 11, с. 21—27.
Горшков Г. С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 31—58.
Дав В. Н. О выходе силурийских пород в центральной части Тунгусской синеклизы (бассейн р. Ейки).— «Матер. Всес. науч.-исслед. ин-та», 1955, вып. 7, с. 234—237.
Деменицкая Р. К. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967, 279 с.
Дзевановский Ю. К. К вопросу об образовании пластовых интрузий.— «Докл. АН СССР», 1941, т. 30, № 8.
Докторович-Гребницкий С. Л. Очерк железных месторождений Николаевского завода.— «Тр. Всес. геолого-развед. объед.», 1931, № 33.
Домышев В. Г. Палеогеографические условия накопления вулканогенных образований в нижнетриасовую эпоху в южной части Тунгусской синеклизы.— В кн.: Матер. конф. молодых научных сотрудн. Иркутск, 1965, с. 38—41.
Домышев В. Г. О развитии зон глубинных разломов и связанного с ними траппового магматизма в юго-восточной части Тунгусской синеклизы.— В кн.: Матер. конф. молодых научных сотрудн. Иркутск, 1967, с. 11—13.
Домышев В. Г. О развитии тектонической структуры юго-востока Тунгусской синеклизы в поздней перми и раннем триасе.— В кн.: Матер. конф. молодых научн. сотрудн. Иркутск, 1968а, с. 102—106.
Домышев В. Г. К вопросу о классификации вулканогенных образований юго-востока Тунгусской синеклизы и принципах их стратиграфического расчленения.— В кн.: Матер. конф. молодых научных сотрудн. Иркутск, 1968б, с. 109—111.
Домышев В. Г. Особенности строения и тектонические условия формирования раннемезозойской вулканогенной толщи и юго-восточной части Тунгусской синеклизы. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1968в.
Домышев В. Г. О региональных зонах глубинных разломов и их магмоконтролирующей роли (на примере юго-востока Тунгусской синеклизы.— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971, с. 115—119.
Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957, 683 с.
Ефремов И. В. Вторая находка пермского земноводного в Тунгусском бассейне Сибири.— «Докл. АН СССР», 1953, т. 91, № 4, с. 943—946.
Жарков М. А. История тектонического развития юго-западной части Сибирской платформы и Рыбинской впадины.— В кн.: Тектоника Сибири, т. II. Новосибирск, 1963, с. 40—50.
Жарков М. А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1966, № 2, с. 32—46.

Зайцев П. С. О тектонике южной части Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 241—248.
Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, 326 с.
Замараев С. М., Кузнецов Г. А., Цобин В. А. О крупной флексуре на юге Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 1, с. 42—54.
Занин Ю. А. Литология ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1964, 23 с.
Иванов Б. А. Внутриплатформенная зона линейных антиклинальных складок.— «Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол.», 1954, вып. 1, с. 28—35.
Ирдли Л. Дж. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1964, 835 с.
Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965, 246 с.
Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961, 299 с.
Кириллов А. С. О тектонических разрывах Тунгусской синеклизы.— Сов. геология», 1963, № 11, с. 58—67.
Классификация вулканогенных обломочных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962, 45 с.
Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности его развития. М., Госгеолтехиздат, 1960, 175 с.
Косыгин М. К. Методика поисков и разведки железорудных месторождений Ангаро-Илимского района.— В кн.: Тр. Московск. геологоразвед. ин-та. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 219—245.
Краснов И. И. Масайтис В. Л. Тектоника Оленекско-Вилюйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы.— «Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1955, вып. 7, с. 217—234.
Крашенинников Г. Ф. Геология Ангаро-Илимского железорудного района — «Тр. ВСГТ», Иркутск, 1936, вып. 12.
Кузнецов Г. А. Государственная геологическая карта. Объяснит. записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Кузнецов М. Ф. Древние вулканы и лавовые потоки на территории Средне-Сибирского плоскогорья.— «Тр. Иркутского гос. ун-та. Сер. геол.», 1953, т. IX, № 1—2, с. 68—76.
Кузнецов М. Ф. К вопросу о генетической классификации туфогенных отложений Сибирской платформы.— «Тр. Иркутского гос. ун-та. Сер. геол.», 1959, т. XIV, вып. 4, с. 24—27.
Кузнецов Ю. А. О происхождении, номенклатуре и классификации магматических пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 6, с. 103—109.
Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 10, с. 104—113.
Лазько Е. М., Кирилюк В. П. Строение Сибирской платформы и некоторые проблемы геотектоники.— «Геотектоника», 1967, № 3, с. 110—121.
Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. М., 1955, 197 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР).
Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинберг А. С., Дилакторский Н. Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири.— «Тр. Совета по изучению производит. сил СССР. Сер. сибирская», 1932, вып. 1.
Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы.— «Матер. ВСЕГЕИ», 1955, вып. 7, с. 159—206.
Лурье М. Л. Фазы вулканизма трапповой формации Сибирской платформы.— В кн.: Сб. науч.-техн. информ. М., 1956, с. 6—8.
Лурье М. Л.. Масайтис В. Л. Палеозойские и мезозойские магматические породы. Верхнепалеозойские — нижнемезозойские долериты и базальты трапповой формации.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 247—284.
Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород. Новосибирск, «Наука», 1967, 74 с.
Лысак С. В. О связи геоизотерм с рельефом фундамента Иркутского амфитеатра.— «Матер. Комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока», Иркутск, 1962, вып. 1, с. 41—47.
Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968, 258 с.

Люткевич В. В. Триасовые эстэрии из верхов Тунгусской серии.— «Палеонтология Сев. Арктики», 1953, т. 101, вып. 3.

Ляхович В. В. К петрографии туфогенной толщи южной части Тунгусского бассейна.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 1, с. 132—139.

Ляхович В. В. О пизолитовых туфах на Сибирской платформе.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 110, № 1, с. 137—140.

Малеев Е. Ф. Классификация и фации вулканокластических пород.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 390—398.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., 1964, 243 с.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967, 255 с.

Масайтис В. Л. Магматические циклы Сибирской платформы.— В кн.: Тр. совещ. по проблемам связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1968, с. 201—213.

Меняйлов А. А. Туфы и кимберлиты Сибирской платформы и их происхождение. М., 1962, 228 с. (Тр. Якутского фил. Сиб. отд. АН СССР, № 10).

Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. В. Основные принципы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт русской платформы и ее геосинклинального обрамления.— «Тр. V Всес. литол. совещ.», 1963, т. 1, с. 25—41.

Невский В. А. О внутреннем строении разломов.— «Геотектоника», 1967, № 1, с. 83—97.

Нейбург М. Ф. Опыт фитостратиграфического сопоставления верхнепалеозойских отложений Ангариды и Гондваны (Индия).— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Никифорова О. И. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы.— «Матер. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та», 1955, вып. 7, с. 50—106.

Обручев С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная часть).— «Тр. Всес. геологоразвед. объед.», 1932, т. 1, вып. 164, 178.

Одинцов М. М. Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезокайнозойское время.— «Тр. Иркутского гос. ун-та», 1953, т. 9, с. 56—64.

Одинцов М. М. Основные черты геологии Сибирской алмазоносной провинции.— «Изв. Вост.-Сиб. фил. АН СССР», 1957, № 1, с. 27—34.

Одинцов М. М. Материалы по геологии и алмазоносности Сибирской платформы.— «Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР», 1958, вып. 14, с. 37—74.

Одинцов М. М. Некоторые вопросы тектонического развития платформы.— «Геол. и геофиз.». 1962, № 6, с. 15—25.

Одинцов М. М., Труфанова А. П. Древние вулканические кратеры в Тунгусском бассейне. Очерки по геологии и геоморфологии восточной части Тунгусского басс.— «Матер. по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», 1948, вып. 22, с. 17—21.

Одинцов М. М., Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А. Глубинный магматизм и структурное развитие древних платформ.— В кн.: Тезисы докл. на II Всес. совещ. по проблеме мантии. М., 1967, с. 151—158.

Одинцов М. М., Твердохлебов В. А., Владимиров Б. М. и др. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра. М., Изд-во АН СССР, 1962, 179 с.

Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника СССР, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1959, 339 с.

Павлов Н. Б. Геология и происхождение магномагматитовых месторождений трапповой области Сибирской платформы.— В кн.: Международный геол. конгресс, XXI сессия, докл. советских геологов. М., 1960.

Павлов С. Ф. Государственная геологическая карта. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Павлов С. Ф., Волкова К. П. Нерюндинское месторождение железа.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 5, с. 56—62.

Павлов С. Ф., Домышев В. Г., Ломоносова Т. К. Геология и палеогеография верхнепалеозойских и раннемезозойских отложений юга Тунгусской синеклизы. М., «Наука», 1968, 175 с.

Павловский А. Заметка о Вилюйском крае.— «Изв. Сиб. отд. Русского геогр. об-ва», 1873, т. 4, № 1, 2.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 7—15.

Павловский Е. В., Флоренсов Н. А. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири.— «Тр. Иркутского ун-та». 1951, т. V, вып. 2, с. 3—16.

Павловский Е. В., Цветков А. И. Материалы петрографии юго-восточной части Тунгусского бассейна.— «Тр. Петрогр. ин-та АН СССР», 1934, вып. 6.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956а, № 3, с. 57—71.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956б, № 1, с. 90—105.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 3, с. 36—55.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1962, 332 с.

Полканов А. А. О механизме пластообразных интрузий платформенных областей.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 666—679.

Полькин Я. И. История геологического развития северо-западной части Сибирской платформы.— «Тр. НИИГА», 1959, т. 65, вып. 13, с. 67—79.

Полькин Я. И. Стратиграфия вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы.— «Тр. НИИГА», 1965, т. 148.

Попов Е. Г., Домышев В. Г. О роли тектонических факторов в формировании кор выветривания южной части Тунгусской синеклизы.— В кн.: Матер. конф. молодых научных сотрудн. Иркутск, 1968, с. 145—146.

Принада В. Д. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья. Атлас. Иркутск, 1951, 36 с.

Проводников Л. Я. Вещественный состав и тектоника фундамента Сибирской платформы и прилегающих складчатых систем по геофизическим данным.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 5, с. 1184—1186.

Рассказова Е. С. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Тунгусской синеклизы.— «Бюлл. МОИП», 1958, № 5, с. 91—109.

Ремпель Г. Г., Пятницкий В. К. Рельеф поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 5, с. 1158—1160.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964, 437 с.

Савинский К. А. Глубинная структура южной части Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, 163 с.

Савинский К. А. Некоторые особенности древнего структурного плана южной части Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1965, № 2, с. 60—70.

Садовников Г. Н. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика верхнепермских и триасовых отложений центральной части Тунгусской синеклизы. Автореф. канд. дисс. М., 1965, 18 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., «Недра», 1967, 698 с.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. 1936, т. 43, 136 с. (Тр. Арктического ин-та).

Солоненко В. П. Излияния траппов и некоторые особенности тектоники Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР. Нов. сер.», 1949, т. 67, № 6.

Спижарский Т. Н. О возрасте вулканогенных образований Сибирской платформы.— В кн.: Матер. по геологии Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 133—140.

Спижарский Т. Н. Стратиграфия и фации осадочно-вулканогенного покрова Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1958, № 12, с. 99—114.

Страхов Л. Г. О времени образования вулканических трубок и железорудных месторождений на юге Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 7, с. 69—73.

Твердохлебов В. А. Структура древнего фундамента Иркутского амфитеатра.— «Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР», 1962, вып. 4, с. 24—39.

Ткаченко Б. В. Геология и полезные ископаемые центральной части Тунгусского бассейна.— «Тр. ГГУ ГУС», 1941. вып. 11.

Труфанова А. П. Государственная геологическая карта СССР. Объяснит. записка, 1957.

Туголесов Д. А. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 89—101.

Уокер Ф., Польдерварт Ф. Долериты Карру Южно-Африканского союза.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций.— М., ИЛ, 1950, с. 8—183.

Феоктистов Г. Д. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары.— «Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР», 1961, вып. 7, 158 с.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960, 158 с.

Фотиади Э. Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 10, с. 28—41.

Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии.— «Сов. геология», 1964, № 6, с. 3—23.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967, 404 с.

Хоментовский А. С. Материалы по геологии и полезным ископаемым восточной окраины Енисейского кряжа. М., 1945, 68 с.

Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966, 358 с.

Чекановский А. Л. Дневник экспедиции по рекам Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—1875 гг.— «Зап. Русского геогр. об-ва», 1896, № 1.

Четвериков Л. И. Некоторые закономерности строения туфогенных пород в нижнем течении р. Нидым.— «Тр. Воронежского гос. ун-та», 1957, т. 58, с. 67—73.

Чечель Э. И., Исакова В. С., Василевский А. Ф. Литолого-палеогеографическая характеристика кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с их калиеносностью.— В кн.: Матер. по геологии и геофизике Сибирской платформы. Новосибирск, 1961 (Тр. ВСНИИГГиМС, вып. 1), с. 102—118.

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1932, т. X (3—4), с. 476—509.

Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5, с. 3—23.

Шведов Н. А. Пермская флора севера Енисейско-Ленского края. М., 1961 (Тр. НИИГА, т. 103), 243 с.

Шейнманн Ю. М. Верхнепалеозойские и мезозойские климатические зоны Восточной Азии.— «Бюлл. МОИП», 1954, вып. 6, с. 27—49.

Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах.— В кн.: Матер. по региональной геологии, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 136—158.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959 (Тр. ВНИИ-1, вып. 49), 63 с.

Шорохов Л. М. Тунгусский угольный бассейн.— В кн.: Угленосные бассейны Сибири, 1933.

Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950, с. 183—244.

Яворовский П. К. Геологические исследования на р. Ангаре в 1895 г.— «Геол. исслед. и развед. работы по линии Сибирской ж. д.», 1898, вып. 7.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . . .

К истории геологического изучения вулкано-тектонических процессов центральной части Сибирской платформы . . . . . .
Существующие взгляды на происхождение вулканогенных пород . . –
Современные представления о развитии тектоно-магматического цикла
Общая схема геологического строения юго-восточной части Тунгусской синеклизы 1
Глубинное строение . . . . . –
Осадочно-вулканогенный чехол 1
Литолого-фациальные особенности строения вулканогенной толщи . . . 1
Литолого-петрографическая характеристика осадочно-вулканогенных пород 3
Литолого-петрографические разновидности . . . . . –
Химизм пород 4
Структурно-тектонические и палеогеографические условия формирования вулканогенной толщи 4
Структурно-тектонические условия формирования вулканогенной толщи –
Палеогеографические условия накопления вулканогенно-осадочной толщи 4
Тектоническая активизация центральной части Сибирской платформы и траповый вулканизм 5
Вопросы тектоники и магматизма . . . . . –
Общие структурно-тектонические условия развития вулкано-магматической активизации платформы 6
Зоны глубинных разломов 6
Типы и развитие складчато-блоковых структур 7
Некоторые закономерности размещения и механизмы проявления траппового магматизма и вулканизма 7
Пространственное размещение и морфологические особенности трапповых тел 8
Формы и распространение трапповых тел во внутренних районах Тунгусской синеклизы 9
О вероятных механизмах взрывного вулканизма 9
О влиянии перераспределения глубинных магматических масс на структуру осадочного чехла 10
Полезные ископаемые 10
Заключение 11
Литература 11

Владимир Григорьевич Домышев

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ, ТРАППОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОКА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Ответственный редактор
Михаил Михайлович Одинцов

Редактор *Л. Н. Спиридонова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *С. М. Кравцов*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректор *В. Е. Селянина*

Сдано в набор 16 января 1974 г. Подписано в печать 16 мая 1974 г. МН 00546. Бумага № 2, ф-т 60×90¹/₁₆. 7,5 печ. л.+1 вкл., 8,4 уч.-изд. л. Тираж 1100 экз. Заказ № 11. Цена 78 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
5	7 сверху	IX в.	XIX в.
59	1 сверху	Бакар, Лебедев,	Вакар, Лебедев,
68	3 сверху	литолого-фициальные	литолого-фациальные

В. Г. Домышев. «Пирокластические толщи»...

Цена 78 коп.

984