



ЭДВАРД ЭРЛИХ

ЛАВРАЗИЯ

ГЕОДИНАМИКА И МАГМАТИЗМ ПЛАТФОРМ

МОРЕ
ТЕТИС

Экватор

ГОНДВАННА

БРУМФИЛД,
КОЛОРАДО, США, 2016



Эдвард Эрлих

**ГЕОДИНАМИКА
И МАГМАТИЗМ
ПЛАТФОРМ**

Санкт-Петербург
«Написано пером»
2017

УДК 551
ББК 26
Э79

Эрлих Э.

Э79 Геодинамика и магматизм платформ / Э. Эрлих — СПб. : Написано пером, 2017. — 240 с.: илл.

ISBN 978-5-00071-696-0

В книге рассмотрен широкий спектр вопросов, связанных со структурой, геодинамикой и магматизмом платформ – наиболее распространенном типе структур Земли, начиная с вопроса о том, что такое кратонизация и одновременно ли она протекает на щитах, плитах и авлакогенах. Рассмотрены основные вопросы развития магматизма платформ. Развивается идея о существовании единой протомагмы для кимберлитов и карбонатитов, определена связь проявления самостоятельных карбонатитовых магм с тектоническими перестройками. Книга рассчитана в первую очередь на геологов-профессионалов и студентов геологических вузов, а также на самые широкие круги технической интеллигенции.

УДК 551
ББК

26 18+

Все права защищены. Никакая часть данной книги не может быть воспроизведена в какой бы то ни было форме без письменного разрешения правообладателя.

ISBN 978-5-00071-696-0
2017

© Эрлих Э.,

© ООО «Написано пером», 2017

EXEGI MONUMENTUM¹

Гораций, «Оды», Ода xxx «к мельпомене»

3

Содержание

Почему платформы5 часть

I. Структура и геодинамика Платформ

глава I-1. глубинное строение и геодинамика платформ 9 глава I-2.

этапы развития структуры платформ 20 глава I-3.

¹ Я воздвиг памятник (лат.) – начало XXX Оды «К Мельпомене»

| | |
|--|-----|
| движущие силы развития платформ | 37 |
| литература к части I | 45 |
| часть II. магматизм платформ | |
| глава II-1. трапповый вулканизм | 52 |
| глава II-2. магматизм ультраосновной-щелочной формации ... | 64 |
| глава II-3. кимберлиты и лампроиты | 85 |
| глава II-4. карбонатиты | 101 |
| литература к части II | 105 |
| часть III. общие Проблемы | |
| глава III-1. магматизм и структурообразование | 119 |
| глава III-2. некоторые общие проблемы геологических наук | 155 |
| глава III-3. de rebus natura и большая теория | 170 |
| литература к части III | 226 |
| благодарность | 239 |

Розе с любовью

почему платформы

Когда встал вопрос о выборе следующего научного проекта, я ни секунды не колебался: «**Геодинамика и Магматизм Платформ**». Трудно было бы определить что-либо более значительное в перспективе как с теоретической, так и с практической точек зрения, а потому и более привлекательное (но и более ответственное) для исследования.

Платформы – самый распространенный, без преувеличения, тип геотектонических систем Земли. Здесь развиты все наиболее важные магматические формации. Объем магматических продуктов так велик, что без учета магматизма платформ невозможно говорить о глобальных событиях в истории Земли. К сожалению, почти во всех схемах глобальной геодинамики платформы рассматриваются как

чисто инертный элемент, своего рода пассивные глыбы, плавающие по поверхности астеносферы.

Естественно, материал по геологии и магматизму платформ прямо касается наиболее важных и чувствительных вопросов наук о Земле. Один из важнейших среди них – вопрос о роли горизонтальных напряжений в развитии платформ. Долгое время платформы считались полем проявления исключительно вертикальных движений. Но уже в ходе картирования на северо-востоке Сибирской платформы были установлены прямые горизонтальные смещения вдоль разломов, причем масштаб смещения измерялся километрами.

На платформах и только здесь, располагаются огромные поля траппов, комплексы ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, кимберлиты. На платформах находится подавляющее большинство месторождений алмаза (до описания алмазоносных лампроитов вообще считалось, на основе «правила Клиффорда», что алмазные месторождения могут быть только на платформах). Здесь же локализованы крупные месторождения редких земель (Китай, Сибирь), ниобия (Бразилия), железных руд (Кируна) и медных руд (Палабора).

Первоначальную школу познания геологии платформ я прошел на геологической съемке алмазоносных районов Якутии, но закончить общую работу об этапности развития платформ тогда не удалось, меня

срочно перекинули на Корякское нагорье. В дальнейшем мы работали в тесном контакте с геологами ВСЕГЕИ. Такая кооперация была взаимно полезна. Работники ВСЕГЕИ получали для своих обобщений самые свежие данные геологических съемок труднодоступных районов, таких как Маймеча-Котуйский и Уджинский районы Сибирской платформы, а мы, геологи НИИГА, получали школу работы на межрегиональном уровне и учились, как надо не замыкаться на региональных задачах, а использовать полученные данные для решения общих теоретических проблем. Для меня очень полезной и почетной была работа в редколлегии тектонической карты Сибирской платформы в масштабе 1:2500000 под руководством Н. С. Малича. Что касается общих вопросов тектогенеза, то огромное влияние на меня оказало общение с Л. И. Красным, который как раз в то время разрабатывал идею геоблоков, и с работавшим в НИИГА П. С. Вороновым – одним из родоначальников астрогеологического подхода к проблемам геодинамики. Он упорно отстаивал идеи ведущей роли горизонтальных напряжений в формировании структуры платформ.

Главная тема моей книги, вынесенная в ее заглавие, предопределила и ее структуру – деление на три части. Но их наполнение продиктовано полной свободой выбора тематики, проблем, фактов и гипотез, по поводу которых у меня по разным обстоятельствам не было возможности высказаться ранее. По той же причине я комбинировал материал по геодинамике платформ с выполненными ранее работами по геодинамике островных дуг и сходных с ними геотектонических систем [Эрлих, 2012, 2016] и по общим проблемам соотношения вулканизма и структурообразования.

Каждая часть книги имеет свои порядковую нумерацию иллюстраций и список использованной литературы. Вне сомнений, приведенные выше доводы в пользу выбора темы ПЛАТФОРМА для ряда важных вопросов, связанных с геологическими структурами, составляющими без малого половину поверхности Земли, найдут «сочувствие» у большинства геологов. Свидетельство тому – огромное число научных работ и учебников, посвященных различным аспектам уникальных объектов – Платформ. Именно поэтому я не

останавливаюсь на терминологии и определениях основных общепринятых понятий. Моей целью было представить понятие *Платформы* на современном этапе их изученности, с использованием комплекса данных, накопленных геофизикой, сейсмологией, вулканологией.

Несколько слов об оформлении книги.

Обложка – своего рода эпиграф к книге, отражающий в образах её предмет и направление. Основному «предмету» данной работы – платформам – поставлен в соответствие образ разделения Пангеи на два суперконтинента Лавразию и Гондвану, которые в свою очередь распались на блоки (плиты) современных материков и платформ. Две небольшие иллюстрации символизируют направление развития геологической науки: от основополагающих идей XVIII века к техническим средствам XX века на пути к познанию планеты Земля.

Слева внизу копия портрета Джеймса Хаттона (1726–1797). Предприниматель, фермер, химик, врач и главное – естествоиспытатель. Общепризнанный «отец современной геологии». Он известен также как «человек, который нашел время», ввел понятие актуализма, основу метода исследования наук о Земле. Идеи Хаттона были развиты Чарльзом Лайеллом в книге «Принципы геологии» (1830 год), послужившей в свою очередь толчком для дарвиновского «Происхождения видов». Нельзя не отметить, что в русскоязычной литературе фамилия шотландца Хаттон пишется как *Геттон*. За весь период обучения в Ленинградском горном мы ни разу (!) не слышали его имя ни в той, ни в другой транскрипции.

В правом верхнем углу обложки фотография: буровая вышка «Кольской сверхглубокой» – в 1990 году достигла рекордные 12 262 метров в глубь Земли.

**чАсТЬ I.
сТРуКТуРА И
ГЕОДИНАМИКА
ПЛАТФОРМ**

ГЛАВА I-1.

Глубинное строение и геодинамика платформ

Платформы (кратоны, литосферные плиты) – один из основных типов структур Земли. Терминология, связанная с основными элементами этих структур, была принята еще в конце XIX – начале XX века классиками наук о Земле Э. Зюссом [Suess, 1883–1888] и Х. Штилле [Stille, 1924]. Но некоторые отличия в терминологии, употребляемой для обозначения разных платформ, сохранились, что препятствовало обсуждению общих закономерностей тектоники этих образований.

Важнейший вклад в понимание их природы внесли исследования геологии Восточноевропейской (Русской) платформы, выполненные А. П. Карпинским [Карпинский, 1919, 1919а,], А. Д. Архангельским [Архангельский, 1923], Н. С. Шатским. Особо следует отметить серию работ последнего, в которых он унифицировал терминологию, употребляемую для Русской и Североамериканской платформ, и детально проанализировал соотношение платформ и прилегающих складчатых систем [Шатский, 1946, 1946а, 1947]. В них было высказано важнейшее положение, что само существование платформ начинается лишь после завершения процессов кратонизации, в равной мере охвативших основные структурные элементы платформ – щиты и плиты. Анализ был основан на детальном рассмотрении мощностей и фаций толщ осадочного чехла плит и щитов. Н. С. Шатский ввел в употребление представление о третьем важнейшем структурном элементе платформ – авлакогенах. Структура самих авлакогенов, в свете новейших представлений тектоники плит, была рассмотрена в обобщающей работе К. Бёрка [Burke, 1977].

Характерное изменение названия Уджинского авлакогена на Уджинско-Виллюйский [Белов и др., 2008] лишь подчеркивает сквозной, транзитный характер этой структуры.

Основными чертами платформ являются стабильность, относительная вялость геологических процессов. Им противопоставляются мобильные зоны, в качестве которых в разное время рассматривались геосинклинали или системы островных дуг и срединно-океанических хребтов.

Для геологии плит типична двухъярусность тектонического строения. Нижний ярус (фундамент) образован дислоцированными и метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами, верхний покров – практически горизонтально залегающими осадками чехла. В основу классификации платформ положен возраст последней складчатости фундамента. Так, выделяются древние (докембрийские) платформы, платформы, сформированные на байкалидах, пост-каледонские, пост-герцинские, пост-киммерийские платформы (рис. I-1).

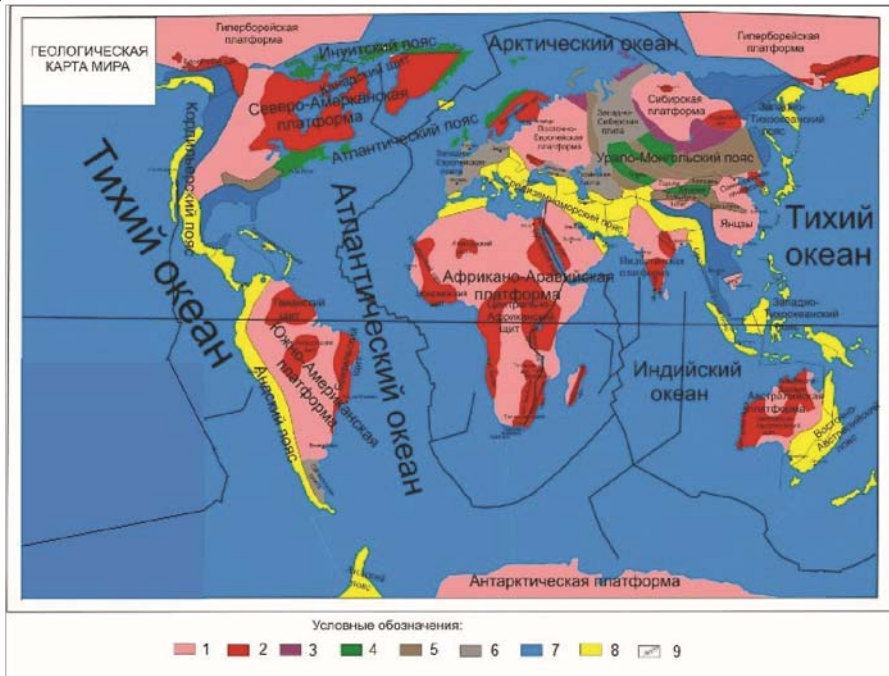


Рис. I-1. Платформенные области Земли

[[www.wikipedia.org/wiki/Древние платформы](http://www.wikipedia.org/wiki/Древние_платформы)]

- 1 – древние платформы, 2 – щиты, 3 – байкалиды, 4 – каледониды,
 5 – герциниды, 6 – эпигерцинские плиты, 7 – мезозоиды, 8 – альпиды,
 9 – срединно-океанические хребты

Основу для реконструкции структур платформы составляет комбинация анализа мощностей платформенного чехла (раннерифейского комплекса и толщ, относимых ко времени предпозднекаральской складчатости) с геофизическими данными.

Судя по малым значениям теплового потока, литосферные блоки с древними платформами являются наиболее жесткими частями континентов. Образование астеносферы связано с повышением пластичности металлов при растворении в них водорода [Ларин, 2005]. Однако, положение астеносферы непосредственно под литосферой обусловлено малой скоростью диффузии водорода через силикаты и окислы (она на 6–7 порядков ниже в сравнении с диффузией через металлы). Поэтому силикатная литосфера играет роль экрана для водорода, истекающего из внутренних сфер планеты. Таким образом, наличие астеносферы свидетельствует о скоплении водорода под литосферой, но отнюдь не является показателем высокой температуры и частичного плавления. Длительное существование локальной зоны частичного плавления в металлосфере представляется невозможным из-за высокой теплопроводности металлов (отток тепла происходит слишком быстро).

Данные глубинного сейсмического зондирования показали, что в осевых зонах срединно-океанических хребтов (в частности, на Восточно-Тихоокеанском поднятии) кровля астеносферы находится на глубине всего 3-4 км, то есть литосфера ограничивается лишь верхней частью коры. По мере движения к периферии океанов мощность литосферы увеличивается за счет низов коры и верхов мантии и может достигать 80-100 км. В центральных частях континентов, особенно под щитами древних платформ, таких как Восточно-Европейская и Сибирская, мощность литосферы измеряется уже 150-200 км, а в Южной Африке – 350 км, то есть вся мантия выше слоя Голицына может входить в состав литосферы. Отмечается, однако, трудность обнаружения астеносферы на глубинах более 150-200 км, хотя её присутствие налицо из-за изостатического равновесия. Причина трудности обнаружения астеносферы состоит в уменьшении контраста между астеносферой и литосферой как в отношении скорости распространения сейсмических волн, так и падении электропроводности в связи с уменьшением содержания расплава в астеносфере [Литосфера и астеносфера].

По определению, главным результатом «кратонизации» является создание мощной литосферы, объединяющей кору и мантию, в результате чего создается литосферная плита, соответствующая собственно платформе или срединному массиву [Литосфера]. Как было показано Т. Клиффордом, кратонизированные блоки характеризуются проявлением специфического вулканизма кимберлитового типа. Кимберлиты принадлежат к гранатовой фации ультраосновных вулкаников, что свидетельствует об их формировании при повышенных давлениях в зоне магмообразования [Clifford, 1966].

Мощная литосфера создает надежный щит, который и обуславливает другую важнейшую черту платформ – низкий тепловой поток. Другим следствием наличия мощной литосферы является способность к аккумуляции тепла в ходе геологического развития. Конечным результатом этого процесса служат эпизоды трапсового вулканизма, проявляющиеся исключительно в пределах платформ.

Характерный для всех платформ плоский равнинный рельеф в соответствии с общепризнанной пропорциональностью высоты рельефа и величины корней гор свидетельствует о том, что наличие последних для платформ не характерно. Общая мощность коры понижена сравнительно с окружающими платформы горными сооружениями и составляет 3,5-4 км.

Р. М. Деменицкая [Деменицкая, 1967] поставила перед собой задачу по аномалиям Буге и высотой рельефа земной поверхности, с одной стороны, и данным сейсмологии и глубинного сейсмического зондирования – с другой, с целью найти эмпирическую зависимость, определяющую глубину поверхности М. Аномалия Буге является линейной функцией высоты, а потому зависимость высоты рельефа и аномалии Буге от глубины залегания поверхности М имеет одинаковый характер.

Особенно ярко это видно на океанах.

Дальнейшая разработка метода заключалась в привлечении большого фактического материала и уточнении связей между H и Δg , H и δ , H и ρ (плотностью коры). Следовало отыскать стохастическую зависимость между измеренными на поверхности Земли величинами Δg и H , и выразить её аналитически. Р. М. Деменицкая считает что подход к интерпретации аномалий Буге путем выбора единого стандарта колонок для материков, океанов и переходных областей на

основе пусть весьма надежных, но ограниченных данных, неминуемо должен противоречить разнообразию природных условий земного шара. Исходя из этого автор посчитала необходимым использовать все имеющиеся данные об аномалиях Буге и измерениях толщины коры и выявить их естественную взаимозависимость. В итоге автор получила выраженную формулой эмпирическую связь между мощностью коры (H) и аномалией Буге (Δg).

Эта зависимость является осредненной для земного шара (рис. I-2).

Таким образом, проявляется и существенная разница между платформами (включая срединные массивы) и различными типами подвижных поясов, в которых тектогенез происходит на уровне нижней границы коры, проявлением чего и является рост мощности коры и образование корней гор (рис. I-3). Общий равнинный рельеф характерен для плит вне зависимости от того на субстрате какой коры они образованы – континентальной или океанической. Платформы в равной степени образуются на континентальной и океанической коре. Соответственно выделяются континентальные и океанические платформы (талассократоны). Мощность коры в талассократонах достигает всего 15-20 км, кора типично океаническая без развитого гранитного слоя.

Горизонтально залегающий недислоцированный осадочный чехол платформы, упомянутая общая вялость тектонических процессов создали предпосылки для того, что именно вертикальные движения, результирующие в мощности накопленных осадочных толщ, представлялись основным и даже единственным типом тектонических движений. Тем самым анализ мощностей осадочных толщ становился единственным методом тектонического анализа.

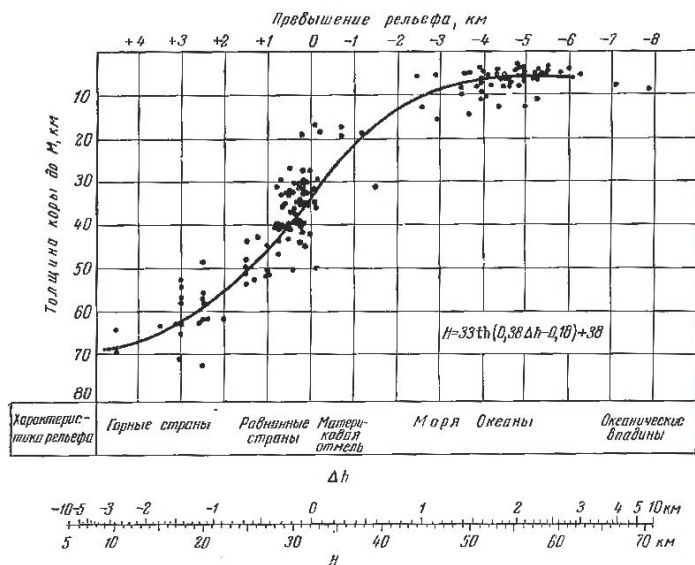


Рис. I-2. Осредненный график зависимости толщины коры и аномалий поля силы тяжести в редукции Буге [Деменцкая, 1967]

Сам по себе факт горизонтальных напряжений, по-видимому, не вызывает сомнений [Воронов, Эрлих, 1962]. На северо-востоке Сибирской платформы при геологическом картировании отмечено горизонтальное смещение контура выходов нижнекембрийских отложений вдоль меридиональной зоны разлома, идущего вдоль долины р. Чымаара и западного борта Уджинской антиклинали (Чымаара-Джелиндинский глубинный разлом), соответствующего границе погребенного рифейского авлакогена.

По геофизическим данным, к югу от Анабарского щита отмечается горизонтальное смещение осей магнитных аномалий вдоль разломов широтного простирания (см. глава I-4, рис. I-17). Величина смещения достигает 5-6 км. Сдвиги были прямо закартированы в ходе съемки масштаба 1:200000 в юго-восточном углу Анабарского щита.

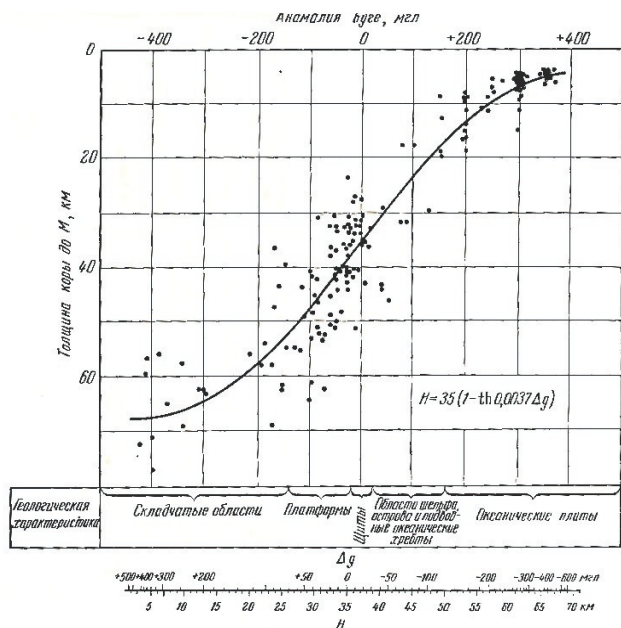


Рис. 1-3. Усредненная диаграмма отношения мощности коры и рельефа твердой Земли [Деменцкая, 1967]

Существенную роль в формировании структур платформенного чехла особенно на втором этапе его развития играет изостазия. При этом структурные элементы образуют пары с площадью одного порядка, но противоположным знаком движений. Представляется, что такого рода изостатическое равновесие внутри каждой пары устанавливается за счет подкорового «переливания» вещества. В этом, как нам представляется – ключ к генезису горизонтальных напряжений в чехле платформы (наряду со смещением блоков под действием ротационных сил).

При уменьшении кривизны жестких литосферных блоков в них появляются вполне определенные деформации. В нижних горизонтах под действием растягивающих напряжений должно происходить заложение вертикальных тектонически ослабленных зон, проникающих от подошвы литосферы до середины её мощности. В верхних частях литосферы уменьшение кривизны стимулирует появление (уже в пределах коры) горизонтально ориентированных тектонически ослабленных зон по типу трещин отслаивания (рис. 4).

В рамках предлагаемой концепции спокойный тектонический режим формирования трапповой формации не позволяет предполагать наличие экстремального теплового потока, обусловленного истечением из недр планеты водорода-теплоносителя (существование такого потока непременно вызвало бы образование тектоногена со всеми сопутствующими явлениями). Однако постоянное присутствие водорода в траппах показывает, что без него все-таки не обошлось. По модели В. Ларина, водород обязательно должен скапливаться под литосферой, где-то в бо́льших, где-то в меньших количествах. И как было уже показано, даже незначительная примесь водорода в металлах в условиях высоких давлений (10 Кбар и выше) может быть причиной резкого повышения пластичности [White, McKenzie, 1989].

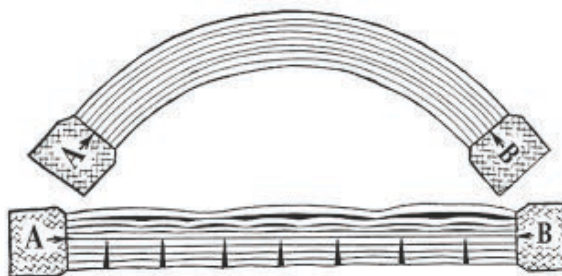


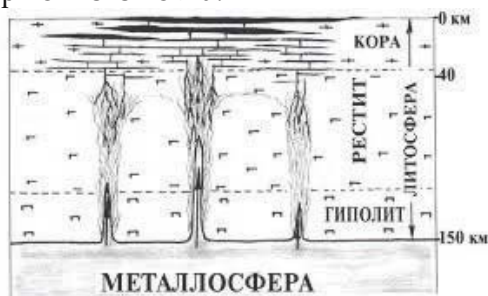
Рис. 1-4. Характер деформаций изогнутой слоистой плиты при уменьшении её кривизны. Черным цветом залиты разрывы. Приведенный характер деформаций будет иметь место, если сохраняется длина линии АВ [Ларин, 2005]

Совершенно очевидно, что если существуют тектонически ослабленные зоны (где растягивающие напряжения снимают часть литостатической нагрузки) и если с этими зонами контактирует пластичное вещество, способное к вязкому течению, то оно, безусловно, будет заполнять эти тектонически ослабленные зоны. Но это скорее процесс всасывания пластичного вещества в тектонически ослабленные зоны, нежели нагнетание его туда под давлением. И процесс этот начинается с проникновения клиньев интерметаллических силицидов в силикатную литосферу.

Расчеты показывают: при окислении четырех граммов интерметаллических силицидов выделяется достаточно тепла для получения 100 грамм силикатного расплава. От каждого интерметаллического клина вздуваются зоны магмогенерации,

приобретающие форму пламени свечи. Образованные расплавы интродуцируют в кору, где заполняют горизонтальные тектонически ослабленные зоны («трещины отслаивания», см. рис. I-4 и I-5), а также изливаются на поверхность планеты.

Эпизоды траппового вулканизма характеризуются наложенным характером, но в то же время отмечается их приуроченность к платформам; более того, они формируются на определенной стадии развития платформ и поэтому можно говорить о том, что эти эпизоды отражают закономерный этап в генерации подкоровых структур платформы, отражающихся в специфике формирования структур платформенного чехла.



*Рис. I-5. модель образования траппов
с позиций гипотезы изначально гидридной Земли [Ларин, 2005]*

Обычной является пространственная и возрастная сопряженность траппов с породами ультраосновной-щелочной формации [Белов и др., 2008]. М. М. Одинцов отмечает, что в конце каждого траппового эпизода в небольших объемах образуются кимберлиты и породы ультраосновного-щелочного состава [Одинцов 1986].

Формула, связывающая толщину земной коры с гравитационным полем и рельефом Земли, приведена в работе Р. М. Деменицкой [Деменицкая, 1967]. Графики зависимости этих трех величин приведены автором без ссылки на первоисточник – исследование Л. С. Вейцман, проделавшей исключительно трудоемкую работу по определению толщины коры методом глубинного сейсмического зондирования, которым она руководила [Литинский, 2014].

В. Дёрбин [Durbin, 1954] исследовал зависимость избытка геоида и мощности коры в США над эллипсоидом и мощность коры, взятую из работы [Woollard Ostenso, Thiel, 1960] и соответственно нанесенную

на диаграмму с интервалом 50 км по восьми широтным профилям, пересекающим территорию США (рис. I-6).

На восьми профилях, пересекающих территорию США в широтном направлении и равномерно через 50 км расположенных брались величины превышения геоида и толщины коры взятые с карты Вулларда, которые потом наносились на график. Поскольку единого мнения о фигуре Земли нет, геофизиками рассматриваются три варианта:

1. Геоид Колумба, подсчитанный в соответствии с международной формулой нормальной силы тяжести; то есть геоид 1957 г., вычисленный по средним значениям аномалий силы тяжести в свободном воздухе по международной формуле поля силы тяжести;
2. Геоид Каула, подсчитанный в соответствии с астрогеодезическими и гравиметрическими наблюдениями за орбитами спутников;
3. Геоид Фишера, рассчитанный на основе астрогеодезических данных для территории Северной Америки.

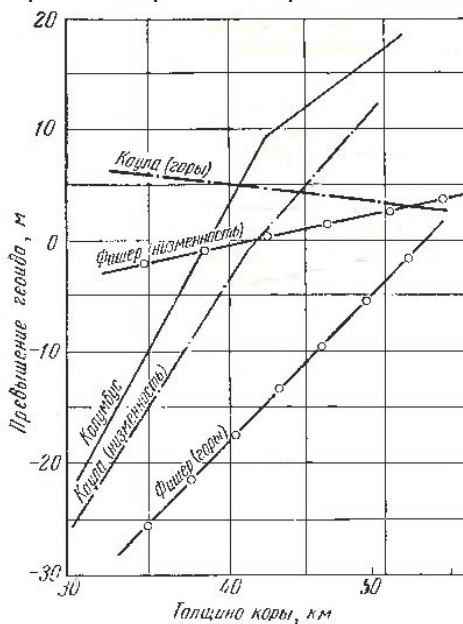


Рис. I-6. Соотношение между превышением геоида для территории США [Деменицкая, 1967]

Р. М. Деменицкая отмечает сходство значений графиков для геоидов Колумба и Каула, и их отличие от геоида Фишера, связанное,

по-видимому, с тем, что последний был определен исключительно по астрогеодезическим данным, в то время как первые два определялись, используя гравиметрические данные, которые служили основой для определения мощности коры [Деменицкая, 1967].

В процессе сопоставления было установлено, что геологические структуры не имеют заметной связи с фигурой геоида; сравнение же «волн» геоида с мощностями земной коры выявило закономерности, показанные на рис. I-6.

Для различных геоидов были получены следующие градиенты: 1) Фишер 1,4 м/км; 2) Каул 2,0 м/км; 3) Колумб – 2,2 м/км. Средний градиент составляет 1,9 м/км [Деменицкая, 1967]. Общая гипсографическая кривая земного шара показана на рис. 7.

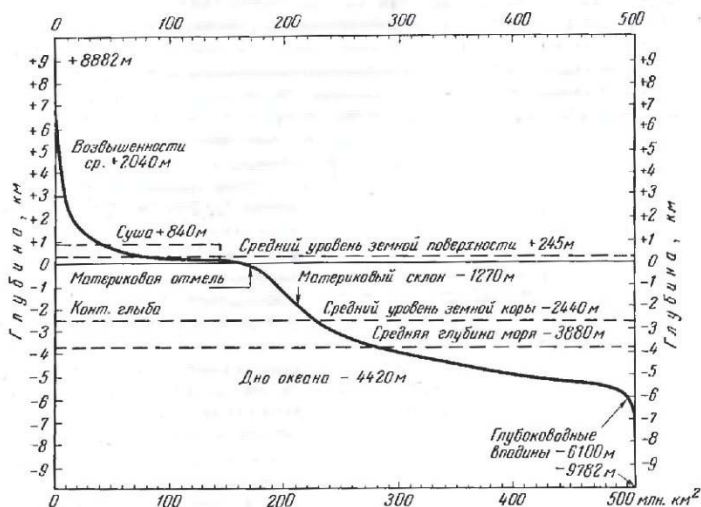


Рис. I-7. Гипсографическая кривая земного шара [Деменицкая, 1967]

П. С. Воронов показал, что гипсографическая кривая очень близка к кривой, отражающей отношение между высотой рельефа и мощностью коры (рис. I-8) [Воронов 1965]. Отмеченная близость не случайна и прямо связана с явлениями изостазии. Они, как показано на рис. I-8, соотносятся с высотой рельефа и глубиной ложа океана и ростом их средней мощности.

Рис. I-8 дает возможность определить значение мощности коры в любом районе Земли.

Таким образом, первым свидетельством неоднородности мантии в горизонтальном направлении является присутствие блоков континентальной и океанической коры, структура которых различно объяснялась разными авторами.

Н. А. Остенко, анализируя отношения высоты и глубины твердой Земли с площадями разных структур, пришел к выводу о наличии двух предпочтительных уровней высот и глубин, то есть высоты моря и глубины океана [Деменецкая, 1967].

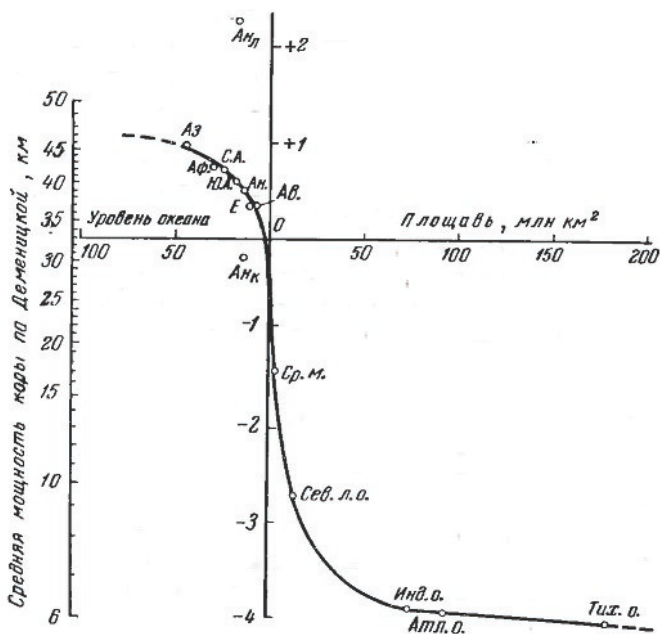


Рис. 1-8. Соотношения площадей и средних высот континентов и средних глубин океанов [Воронов 1965]

цитируется по [Деменецкая, 1967]

материки: Аз. – Азия, Аф. – Африка, С. А. – Северная Америка,

Ю. А. – Южная Америка, Ан. – Антарктида без ледникового покрова;

Анл – Антарктида с ледниковым покровом; Анк – средняя высота современного коренного рельефа Антарктиды; Е – Европа; Ав. – Австралия.

моря и океаны: Ср. м. – Средиземное море; Сев. Л. о. – Северный ледовитый океан;

Инд. о. – Индийский океан; Атл. о. – Атлантический океан;

Тих. о. – Тихий океан

ГЛАВА I-2.

Этапы развития структуры платформ

Этапность развития крупных геотектонических систем, какими являются платформы, обычно устанавливается на самых начальных этапах их изучения. Отсутствие представлений об этапности развития платформ отражает общее отношение к этим важнейшим геотектоническим системам Земли, обычно рассматриваемым как чисто пассивные элементы. В лучшем случае исследуются этапы формирования структур осадочного чехла [Малич, 1975]. При этом считается, что структуры создаются в ходе вертикальных колебательных движений, горизонтальные напряжения отсутствуют.

Кратонизация, зарождение платформ

По определению, главным результатом «кратонизации» является создание мощной литосферы, объединяющей кору и мантию, в результате чего создается литосферная плита, соответствующая собственно платформе или срединному массиву (Литосфера).

Решающим моментом, определившим всю дальнейшую историю развития платформ, является кратонизация с которой началось само существование платформ как своеобразных геотектонических систем.

Радиометрические датировки пород фундамента платформы показали его неоднородность – существование ядер ранней стабилизации, в пределах которых мощность пород чехла сокращена. Это своего рода пра-щиты, служившие ядрами, вокруг которых происходила консолидация платформ.

С точки зрения глубинного строения, кратонизация проявляется в повышении давления в глубинных зонах, появлению здесь пород гранатовой и алмазной фации. Отражением этого служит постоянная эмпирическая связь с платформами проявлений кимберлитового магматизма, нашедшая выражение в так называемом «правиле Клиффорда» [Clifford, 1967]. Суть процесса кратонизации становится

ясна при внимательном анализе этого правила. В пределах платформ распространенным типом вулканических пород являются кимберлиты, так что для глубинных частей платформ характерны условия высокого давления – породы гранатовой или алмазной субфаций.

По справедливому замечанию А. П. Карпинского [Карпинский, 1919, 1919a] платформы начинают существовать лишь с момента, когда кратонизируются испытывающие постоянное поднятие стабильные блоки древнейших ядер (пра-щиты) и прилегающие блоки, в пределах которых происходит медленное осадконакопление (про-плиты). Установление платформенного режима (кратонизация платформ) теснейшим образом сочетается с консолидацией про-щита и про-плиты и восстановлением изостатического равновесия внутри этой тектонопары. Как результат этих процессов впервые возникает новый тип геотектонических систем – платформа.

Подтверждением предлагаемой гипотезы природы процесса кратонизации являются древнейшие возрасты включений в алмазах – около 3.3 Ga [Erlich and Hausel, 2002], соответствующее времени преобразования структуры глубинного вещества. Кратонизация отдельных блоков в теле будущих платформ представляется отражением планетарного глубинного процесса. Это отвечает идее Л. А. Когарко [Когарко, 1984] о соответствии времени древнейшего проявления щелочного магматизма времени на границе архея и создания кислородной атмосферы на границе архея в итоге воздействия живущих организмов.

Соотношение кратонизации с рифейскими авлакогенами остается неясным. Во всяком случае несомненной представляется связь с авлакогенами рифейского времени магматизма ультраосновного-щелочного состава, породы которого принадлежат к шпинелевой фации, что отражает отсутствие представлений об этапности развития платформ и условия пониженного давления, при которых они формируются. Представляется, что авлакогены, являющиеся элементами планетарной системы разломов, были «инкорпорированы», захвачены платформами в процессе консолидации двух элементов первой тектонопары. Появление магм ультраосновного-щелочного состава связано с этапом прогибания авлакогенов.

Таким образом проявляется и существенная разница между платформами (включая срединные массивы) и различными типами

подвижных поясов, в которых тектогенез происходит на уровне нижней границы коры, проявлением чего и является рост мощности коры и образование корней гор. Общий равнинный рельеф характерен для плит вне зависимости от того образуются ли они на субстрате вертикальных тектонически ослабленных зон, проникающих от подошвы литосферы до середины её мощности. В верхних частях литосферы уменьшение кривизны стимулирует появление (уже в пределах коры) горизонтально ориентированных тектонически ослабленных зон по типу трещин отслаивания. В зависимости от какой именно они образованы – континентальной или океанической. Платформы в равной степени образуются на континентальной и океанической коре. Соответственно выделяются континентальные и океанические платформы (талассократоны). Мощность коры в талассократонах достигает всего 15-20 км, кора типично океаническая без развитого гранитного слоя.

Горизонтально залегающий недислоцированный осадочный чехол платформы, упомянутая общая вялость тектонических процессов создали предпосылки для того, что именно вертикальные движения, результирующие в мощности накопленных осадочных толщ, представлялись основным и даже единственным типом тектонических движений. Тем самым анализ мощностей осадочных толщ становился единственным методом тектонического анализа.

Судя по малым значениям теплового потока, литосферные блоки с древними платформами являются наиболее жесткими частями континентов. Характер астеносферы обусловлен повышением пластичности металлов при растворении в них водорода. Однако положение астеносферы непосредственно под литосферой обусловлено малой скоростью диффузии водорода через силикаты и окислы (она на 6–7 порядков ниже в сравнении с диффузией через металлы). Поэтому силикатная литосфера играет роль экрана для водорода, истекающего из внутренних сфер планеты. Таким образом, наличие астеносферы свидетельствует о скоплении водорода под литосферой, но отнюдь не является показателем высокой температуры и частичного плавления. Длительное существование локальной зоны частичного плавления в металлосфере представляется невозможным из-за высокой теплопроводности металлов (отток тепла происходит слишком быстро).

Таким образом можно говорить, что процесс кратонизации первой тектонопары (пра-щит–пра-плита) охватывает весь рифей и

завершается одновременно с инверсией рифейских авлакогенов в венде, после чего рифейские авлакогены инкорпорируются в состав вновь образуемой платформы.

Морфологически такие структуры могут быть не выражены в форме авлакогенов, а представлять собой просто линейные зоны пониженного давления в зоне магмообразования. Примером может служить линейная зона на продолжении карелид на Кольском полуострове, вдоль которой локализуются каледонские интрузии ультраосновных-щелочных пород (от Ингозерского массива до Африканды рис. I-8, глава I-1).

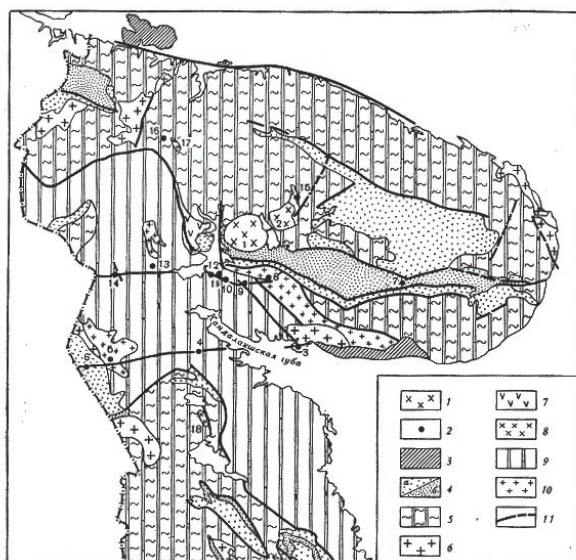


Рис. I-9. Размещение якупирангит-уртитовых пород в восточной части Балтийского щита [Кононова, 1976]

- 1 – массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов (1 – Хибинский, 2 – Ловозерский); 2 – массивы ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемые карбонатитами; 3 – Турий мыс, 4 – Ковдозерский, 5 – Вуориярвинский, 6 – Салланлатвинский, 7 – Песочный, 8 – Ингозерский, 9 – Салмагорский, 10 – Озерная Варака, 11 – Лесная Варака, 12 – Африканда, 13 – маврогубинский, 14 – Ковдорский, 15 – Кургинский, 16 – Себлярвский; области байкальской складчатости: 5 – конгломераты, песчаники, сланцы, карбонатные породы; области карельской складчатости: 4 – структурные этажи карельской складчатости (а – нижний и средний, б – верхний), 5 – архейские массивы, переработанные карельской складчатостью и докарельские гранитоиды в переработанных массивах, 6 – карельские гранитоиды, 7 – карельские основ-

ные и ультраосновные интрузивы, 8 – карельские массивы основных и щелочных пород (17 – Гремяха-Вырмес, 18 – Ельтозерский); области архейской складчатости: 9 – нерасчлененные гранитоиды, 10 – разломы

На Сибирской платформе авлакогены фиксируются прежде всего по резко возрастающей мощности рифейских толщ (1500 метров и более, сравнительно с несколькими сотнями метров в относительно стабильных районах восточного склона Анабарского и Оленекского поднятий). Одновременно меняется и характер разреза за счет появления рифогенных известняков и доломитов и базальтовых лав. Таковы разрезы рифея Уджинской антиклинали, западного склона Анабарского поднятия [Шпунт, 1987]. Аналогичный характер имеет разрез рифейских отложений на западной границе Сибирской платформы близ р. Енисей [Надретт, 2003]. Авлакогены прослеживаются на расстояние от нескольких сотен до более чем тысячи км под покровом горизонтально-лежащих вендских и кембрийских отложений по геофизическим данным в виде линейных зон положительных аномалий магнитного поля и поля силы тяжести, имеющих общее субмеридиональное простираение. О них принято говорить, как о зонах глубинных разломов. Так говорят об Уджинской и Таймырско-Байкальской зонах разломов. Первый прослежен от бассейна р. Уджа на севере до Оленека на юге. Второй прослеживается от Таймырской складчатой области до озера Байкал. Разлом, идущий вдоль реки Енисей назван по имени этой реки. В районе Норильска также отмечается присутствие линейных коробчатых антиклиналей типа Уджинской.

Им совершенно аналогична линейная зона положительных аномалий магнитного поля и поля силы тяжести в центре Северо-Американской платформы (так называемый Мид-Континент хай, рис. I-10).

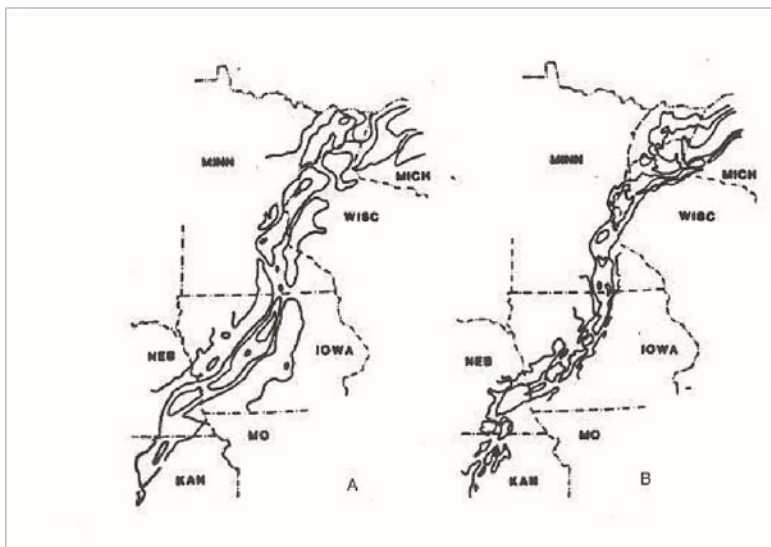


Рис. I-10. Геофизические характеристики глубинной рифтовой зоны мид-Континент Хай [Lee and Kerr, 1984]. Пунктиром показаны границы штатов, латинскими буквами отмечены принятые аббревиатуры обозначения их названий

Возраст закрытия авлакогенов установлен по перекрытию разновозрастных серий рифейских толщ, которые несогласно перекрыты вендскими гравелитами и песчаниками томторской свиты. О характере движений вдоль этих разломов говорит зона смещения разлома, прослеженная по долине реки Чымаара вдоль западной границы Уджинской антиклинали – так называемый Чымаара-Джелиндинский разлом, вдоль которого отмечается горизонтальное смещение границы поля развития нижнекембрийских отложений более чем на 15 км. Тем самым устанавливается сбросо-сдвиговый характер этой зоны. Предполагается, что меридиональное простиранье этих зон и сдвиговые деформации вдоль них соответствуют общему направлению тектонического сжатия, определившему геодинамику развития структуры района (рис. I-11). Это подтверждается горизонтальным смещением поля распространения нижнекембрийских отложений вдоль Чымаара-Джелиндинской зоны разлома. Общая амплитуда смещения достигает 15-20 км.

В поствендское время развитие авлакогенов в их тектоническом выражении заканчивается, они частично испытывают инверсию. Сформировавшиеся в рифее магматические очаги ультраосновного-

щелочного состава продолжают существовать на глубине и магма их поступает в верхние горизонты при каждом следующем пульсе тектонического сжатия, образуя трещинные интрузии и кольцевые комплексы пород ультраосновной-щелочной формации.

Как видно на примере развития Уджинского авлакогена, процесс кратонизации неразрывно связан с процессом консолидации отдельных структурных элементов платформ. На первом этапе консолидируются элементы пары – щит-плита. Эта вновь образуемая структура – зародыш будущей платформы – захватывает планетарные зоны разломов, используемые авлакогенами, которые также вовлекаются в процесс кратонизации. Однако можно сказать, что кратонизация авлакогенов завершается одновременно с их заполнением рифейскими осадочно-вулканогенными толщами и частичной инверсией этих структур в предвендское время (то есть в период соответствующий времени байкальской складчатости), запоздалой по отношению ко времени кратонизации первой тектонопары, имевшей место в начале рифея.

Парность консолидированных структур создает предпосылку установления изостатического равновесия вновь созданной платформы (кратона). Эта уравновешенность становится одной из главных характеристик платформ.

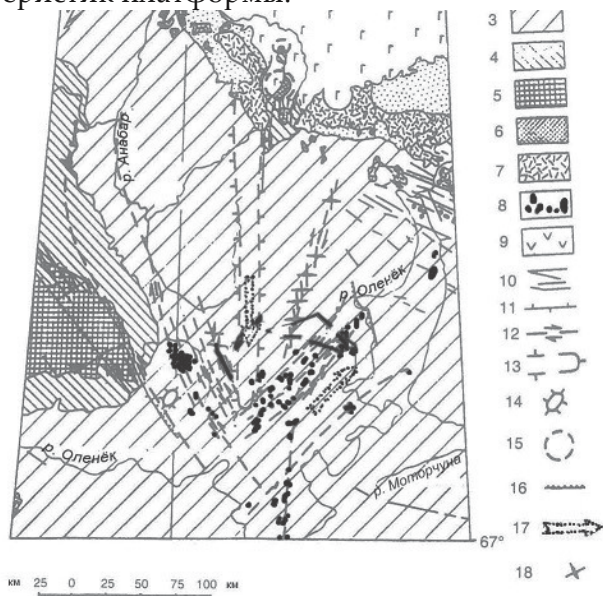


Рис. 1-11 Схема геодинамики северо-восточной части

Сибирской платформы. модифицировано из [Воронов, Эрлих, 1962] 1 – мезозойские отложения, 2 – пермские отложения, 3 – кембрийские отложения, 4 – рифейские отложения, 5 – архейский кристаллический комплекс, 6 – интрузии ультраосновных-щелочных пород, 7 – силлы и вулканические породы трапповой формации, 8 – кимберлитовые дайки и трубки, 9 – меловые вулканические породы, связанные с Попигайской кольцевой структурой, 10 – трещины растяжения, 11 – разломы с наблюдаемым горизонтальным смещением, 12 – зона «начального» сдвига, 13 – положительные магнитные аномалии вдоль предполагаемого рифейского авлакогена, 14 – куполовидные поднятия, 15 – аномалии магнитного поля и поля силы тяжести, связанные с погребенными интрузиями ультраосновных-щелочных пород, 16 – флексуры, 17 – основное направление предполагаемого давления; 18 – складки пород осадочного чехла, красной стрелкой показано предполагаемое направление вращения.

В интервал времени от начала ордовика до начала карбона включительно оба элемента первой тектонопары консолидируются в единый блок, испытывающий общее поднятие. Границей между обоими блоками служит зона широтного разлома, идущая к югу от щита. Здесь образуется узкая Аганыйская депрессия, заполненная рыхлыми четвертичными отложениями, мощность которых достигает 1500 метров. Причем темп поднятия обоих блоков первой тектонопары продолжает оставаться различным. Территория Анабарского щита испытывает больший подъем сравнительно с блоком Суханского прогиба. К югу от Анабарского щита широко распространены покровы ордовикских и силурийских отложений, отсутствующих к северу от этой линии. Здесь образуется Непско-Ботуобинская моноклиза (моноклиналь)

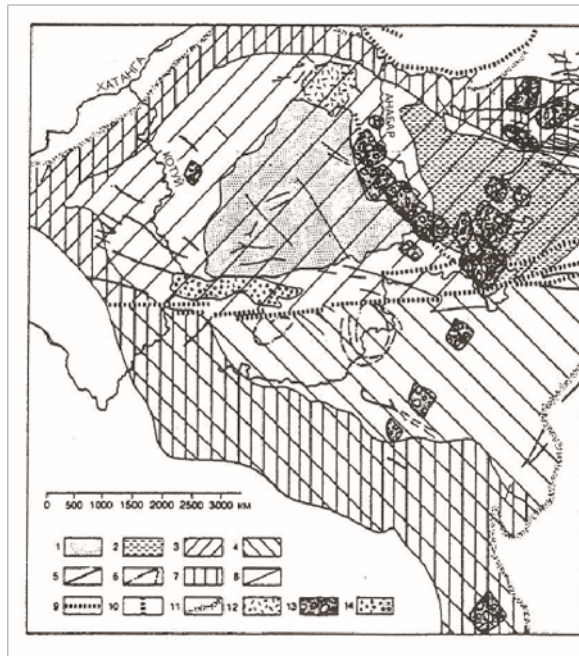


Рис. I-12. Тектонопары структур осадочного чехла Сибирской платформы. [Erlich and Hausel, 2006]

Элементы нижнепалеозойской тектонопары: 1 – сравнительно поднятые блоки, отвечающие территории Анабарского щита,

2 – сравнительно опущенные блоки, перекрытые мощной толщей кембрийских известняков.

Элементы верхнепалеозойской тектонопары: 3 – относительно поднятый блок, 4 – относительно опущенный блок; 4 – крупные долеритовые дайки, 6 – оси линейных магнитных аномалий, связанных с дайками долеритов, 7 – линейные трещинные зоны, заполненные долеритовыми интрузиями, 8 – главные разломы, геологически наблюдаемые,

9 – предполагаемые зоны глубинных сбросо-сдвигов, 10 – зона Анабаро-мунского глубинного разлома, 11 – границы области постоянной седиментации мезозойского времени, 12 – верхнемеловые пирокластические породы, связанные с Попигайской депрессией,

13 – кимберлитовые поля, 14 – наложенные впадины, заполненные мощной толщей неконсолидированных четвертичных отложений

иногда именуемая Непско-Ботуобинским поднятием. Из схемы (рис. I-12) видно, что площадь этой структуры сопоставима (или попросту равна!) площади консолидированных структур первой тектонопары.

В точности так же как это отмечалось и для авлакогенов, вершины обоих треугольников тектонопар Анабарской антеклизы постоянно

служат удобными зонами миграции глубинной летучей фазы и концентрации связанных с нею компонентов. Вряд ли случайной является локализация в обеих вершинах крупных масс алмазов. На севере это

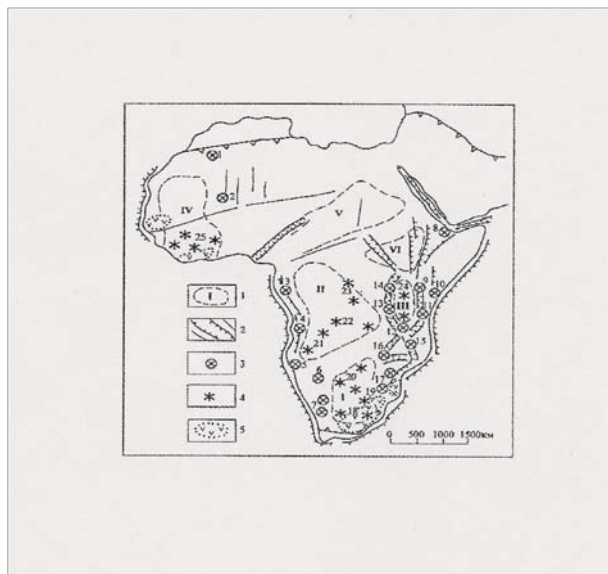


Рис. 1-13. Африканская провинция карбонатитов, кимберлитов и траппов [Белов и др. 2008]. 1 – кратоны архейской консолидации (I – Родезийско-Трансваальский, II – Анголо-Касайский, III – Танзанийский, IV – Западно-Африканский, V – Восточно-Сахарский, VI – кратон Верхнего Нила); 2 – рифты и региональные разломы, 3 – массивы комплекса ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (1 – Талгуерт, 2 – Ин-Иманал, 3 – мабуни, 4 – Байлундо, Коала, Чианге, 5 – Свартбойдрифт, 6 – Окорузу, Ондорокорузи, 7 – Чанайт, Бруккарос, 8 – Бишофту, 9 – Торор, морото, Нагок, Поликек, 10 – мосоник, Олдоиньо Ленгаи, 11 – мриа, Вичу, Лиихоборо, 12 – мбея, 13 – Сангау Квазе, 14 – Луаша, 15 – мзембе, Чандева, маломбе, 16 – мквиси, Калуве, Начемба, 17 – Гленовер, Гоудани, Шпицкоп, Дорва, Палабора), 4 – кимберлитовые поля (18 – Кимберли, Коффифонтейн, Финиш и др., 19 – Премьер, Венешиа Джаванг, 20 – Орапа, Джэваенег, 21 – Катоко, Камачиле, Катаи-Луанде, 22 – Камофуке-Команзембо, Бакванга, 23 – мбучни майн, 24 – мвадуи, 25 – Бора, Сугудека, Тортья, Табуко, Боби, Буркина Фасо); 5 – области распространения траппов

месторождения лонсдейлитов, связанные с Попигайской депрессией, на юге – алмазоносные кимберлиты Ботуобинского и Мало-Ботуобинского районов (рис. 12). Тип алмазоносных пород,

отмечаемый в обоих районах совершенно различен, различны и типы алмазов, но, по-моему, прежде всего важен сам факт присутствия значительного количества алмазов, они ведь могут ассоциироваться не только с магмой того или иного состава, но и с трансмагматическим растворами.

Состав вулканических и магматических формаций, связанных с авлакогенами и рифтовыми структурами, повсеместно отвечает шпинелевой, а не гранат-содержащей субфации, что отражает пониженное давление в зоне магнообразования. Примером этому могут служить гигантские массивы Бушвелд (Южная Африка) и Гули (Сибирская платформа), как и все проявления щелочного и ультраосновного магматизма, связанные с Байкальской и Восточно-Африканской рифтовыми системами. Гранат-содержащие породы (в частности кимберлиты) на Алданском щите и в Восточной Африке появляются лишь в плечевых зонах рифтов, в пределах относительно-стабильных блоков, характеризующихся устойчивым поднятием (рис. I-11, I-12).

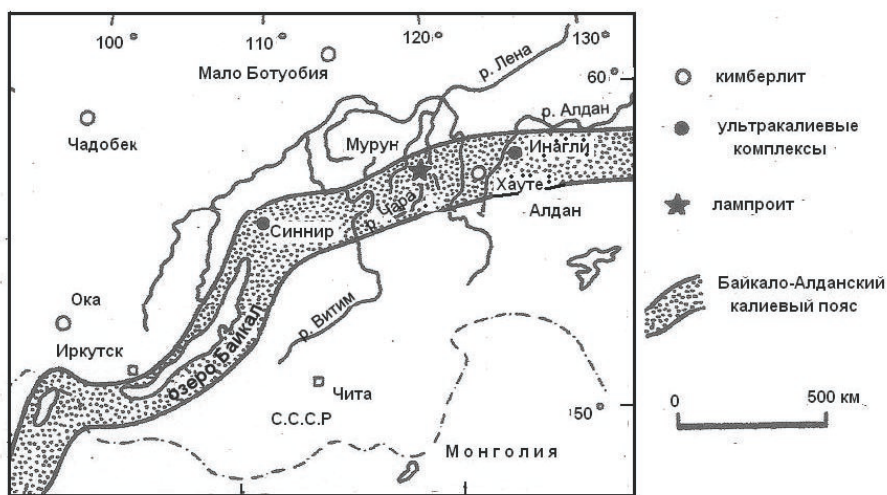


Рис. I-14. Лампроиты, ассоциированные с Байкальской системой грабенов. Калиевая вулканическая провинция совпадает с Байкальской системой грабенов [Erlich and Hausel, 2002]

Н. С. Шатский [Шатский 1946, 1947] и вслед за ним К. Бёрк [Burke, 1977] связывали развитие авлакогенов с воздействием на блоки кратонов окружающих складчатых систем или тектонически-активных поясов другого типа, однако на примере Уджинского и

Маймеча-Котуйского авлакогенов виден «сквозной» характер этих структур, так что, скорее всего, как авлакогены, так и в равной мере прилегающие тектонически-активные пояса используют планетарные зоны глубинных разломов. Характерное изменение названия Уджинского авлакогена на Уджинско-Вилюйский [Белов и др., 2008] подчеркивает сквозной характер этой структуры.

На примерах тех же Уджинской и Маймеча-Котуйской провинций видна важная особенность авлакогенов. В то время как они прекращают свое существование в тектоническом выражении, магматические очаги ультраосновного-щелочного состава стабилизируются на глубине в течение геологически-длительного времени в виде интрузий кольцевого или трещинного типа. Как уже отмечалось выше, собственно авлакогены прекращают свое существование в предвендское время и частично инверсируются, образуя антиклинали типа Уджинской. Такого же рода линейные складки описаны в Норильском районе и в погруженной части Мид-Континент хай в Канзасе. В результате в ходе каждого последующего эпизода тектонического сжатия магма поступает на поверхность или в близповерхностные зоны поступают новые её порции. Об этом ясно свидетельствует значительный разброс радиометрических датировок ультраосновных-щелочных провинций (200-400 млн лет) [Кононова, 1976, Erlich, Hausel, 2002]. Но тектоническая активность в погруженной части бывшего авлакогена при этом продолжается. Сохраняется и общий характер тектонических напряжений. В результате контуры развития толщ пермского и мезозойского возраста, заполняющих Лено-Анабарский краевой прогиб в районе Уджинской антиклинали образуют входящий угол, вершина которого обращена на юг а антиклиналь и продолжающая её зона геофизических аномалий играют роль его биссектрисы. В новейшее время форма антиклинали повторена меридианально-вытянутым линейным сводовым поднятием, наследующим форму складки (см. рис I-11).

Мощности кембрийских отложений распределяются по площади неравномерно. Характерно, однако, что синеклиза нынешнего Суханского прогиба (по контуру распространения верхнекембрийских отложений) имеет площадь того же порядка, что и площадь Анабарского щита, а после тектонических перестроек в девоне и ордовике вновь образованная антеклиза охватила площадь щита и прогиба, где отложения ордовика и силура полностью

отсутствуют. В это же время мощные толщи ордовик-силурийского возраста концентрируются к югу от Анабарского щита.

Зоны пониженного и повышенного осадконакопления образуют на каждом этапе пары структур, имеющих разнонаправленный характер движений, но близких по занимаемой площади. Это отвечает определению тектонопар.

Мощности распределяются по площади неравномерно. Характерно, однако, что в поствендское время развитие авлакогенов в их тектоническом выражении заканчивается, они продолжают существовать в виде глубинных структур, в которых локализируются трещинные и кольцевые массивы.

второй этап развития платформ – формирование осадочного чехла

Второй этап тектонического развития платформы начинается с венда, когда закрываются и частично инверсируются авлакогены рифейского времени. Он охватывает нижний и средний палеозой и завершается эпохой общего воздымания в конце девона – начале карбона. Главной чертой тектонического режима второго этапа является формирование платформенного чехла. Оно происходит на фоне общего погружения составляющего, судя по мощности пород нижнего и среднего палеозоя, несколько тысяч метров. Главные типы структур – конседиментационные антеклизы и синеклизы вначале фиксирующиеся по пониженной или повышенной мощности толщ соответствующего времени и лишь потом продолжающие свое существование как чисто структурные формы. На рис. I-15 изображены структуры Трансваальского кратона [Pretorius, 1973].

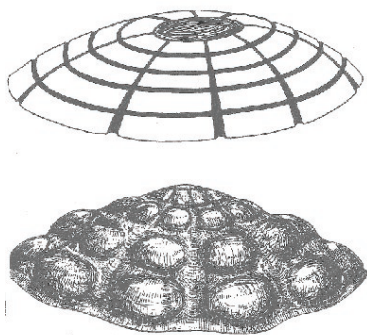


Рис. I-15. Структура Трансваальского кратона (CRAS – концентрические радиальные антеклизы и синеклизы) модель тектонической геометрии Южно-Африканского кратона [Pretorius, 1973]

Концентрическая организация структур, характерная для Трансваальской платформы, не обязательна для всех кратонов, но в целом аналогичная комбинация антеклиз и синеклиз соответствует комбинации этих структур в пределах Анабарской антеклизы, где расположены Анабарское, Оленекское, Куойское, Уджинское куполовидные поднятия.

Антеклизы формируются на нижнекембрийском (поствендском) этапе развития платформ. Они объединяют блоки щитов, которые на этом этапе выступают как области пониженной мощности осадконакопления (сводовые поднятия) и плит в пределах которых образуются синеклизы и антеклизы, заполненные осадками кембрия, ордовика и силура. Рассмотрение распределения карбонатных толщ показывает, что выполненный известняками верхнего кембрия Суханского прогиба, расположенного к востоку от Анабарского щита, имеет площадь того же порядка, что и выходы кристаллического фундамента в пределах щита. Это позволяет говорить о том, что Анабарский щит и Суханский прогиб в верхнекембрийское время образуют элементы изостатически-уравновешенной тектонопары. Прекращение осадконакопления верхнекембрийских известняков в Суханском прогибе и полное отсутствие во вновь образовавшейся структуре реликтов ордовикских и силурийских отложений четко фиксируют время её консолидации как единой Анабарской антеклизы, противостоящей Непско-Ботубобинской моноклинали.

Именно на этом этапе на севере сегодняшней Анабарской антеклизы сформировался мощный платформенный чехол кембрийских и ниже-среднепалеозойских отложений, ныне образующий моноклинали западного склона Анабарского щита и Непско-Ботубобинскую, а также Суханский прогиб. Общая мощность слагающих их толщ превышает 2000 метров.

Н. С. Малич [Малич, 1975] выделяет единый вендско-кембрийский структурный ярус. Но история нижнепалеозойского осадконакопления в северной части современной Анабарской антеклизы показывает наличие структурной перестройки между верхним кембрием и ордовиком. На этой границе заканчивается существование Суханский прогиб, выполненный толщами верхнекембрийских известняков, и формируется единое поднятие,

охватывающее современную территорию Анабарского щита и поле развития кембрийских известняков к востоку от него. С другой стороны, к югу от Анабарского щита образуется Непско-Ботуобинская моноклираль, выполненная толщами ордовика и силура. Эти две части Анабарской антеклизы разделены системой широтных сдвигов (см рис. I-12).

Третий этап. Антеклизы, синеклизы типа Тунгусской и Кару

Эти структуры являются прогибами (или бассейнами) и традиционно их называют синеклизами, прибавляя к этому термину указание на их географическое положение (к примеру, говорят о синеклизах типа Кару или структурах типа Тунгусской синеклизы), но по генезису они диаметрально противоположны нормальным конседиментационным синеклизам. В отличие от них они являются результатом деформации в ходе просадки по разломам после излияния огромных объемов вулканогенного материала. Осадочные породы представлены угленосными терригенными толщами. Границы этих структур обычно совпадают с крупными дизъюнктивными нарушениями. Именно вулканогенные породы составляют главный материал, наполняющий эти структуры. Это делает трапшовые провинции идеальным полигоном для изучения соотношения явлений вулканизма и структурообразования. Синеклизы типа Тунгусской и Кару имеют наложенный характер в том смысле, что вулканические комплексы образующие их накладываются на различные типы структур – поднятия и синеклизы предшествовавших этапов развития. В то же время они повсеместно возникают на фоне общей тенденции к постоянному повышению гипсометрического уровня рельефа (осадконакопления). На Сибирской платформе морские толщи кембрия и силура сменяются лагунными формациями девона и нижнего карбона и, наконец, типично континентальными терригенными угленосными толщами перми [Малич, 1975].

Излияния платобазальтов не сопровождаются сколько-нибудь заметной тектонической активизацией, и некоторые исследователи рассматривают траппы как пример автономного магматизма, не имеющего прямой связи с тектоникой. В этой связи возникает проблема источника энергии, необходимого для таких громадных масштабов плавления, а также вопрос почему эта энергия выделилась

именно под древними платформами, где мантия (судя по тепловому потоку) представляется наиболее холодной.

Вулканогенные толщи, сформированные в ходе эпизодов траппового магматизма, повсеместно локализируются в пределах прогибов.

Общий характер структуры отражен на разрезе Тунгусской синеклизы (рис. I-16).

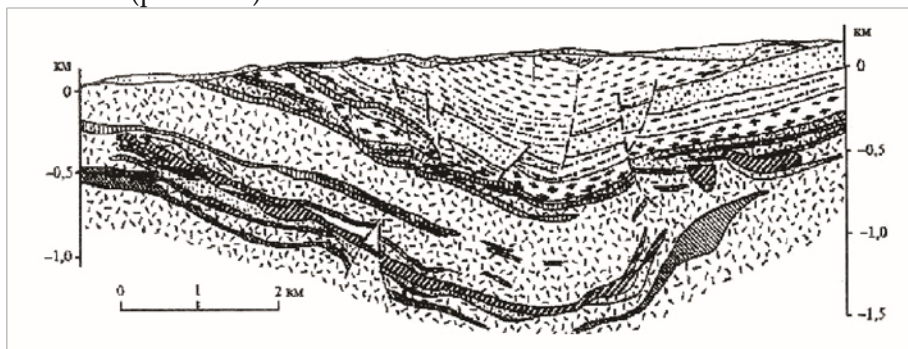


Рис. I-16. Геологический разрез Тунгусской синеклизы [Белов и др., 2008]

Но полное представление о структуре синеклиз типа Тунгусской можно получить, только если учесть аккумуляцию вулканического материала. Учитывая огромную скорость аккумуляции вулканогенных продуктов в ходе эпизодов траппового магматизма, перекомпенсированный характер этой аккумуляции и устойчивость лавовых толщ к эрозии, становится понятным почему вся или значительная часть этих синеклиз выглядит в рельефе как горные сооружения. Примером могут служить плато Путорана на севере Сибирской платформы (рис. I-17) и Драконовы горы близ бассейна Кару в Южной Африке (рис. I-18).



Рис. I-17. Горы Путорана. Лавовые плато, созданные в результате аккумуляции вулканических продуктов

[Путорана (плато) – Википедия <https://ru.wikipedia.org/.../Путоран...>]

Если учесть, что по приведенным А. А. Межвилком [Межвилк, 1984] данным подошва вулканической толщи погружена на 2.0-2.5 км (см. ниже раздел «Кинематика разломов Норильского района»), то становится очевидным, что Тунгусская синеклиза в разрезе представляет собой двояковыпуклую линзу, верхняя часть которой создана в процессе аккумуляции вулканического материала, а нижняя представляет результат тектонического опускания, что полностью аналогично структуре вулканических поясов, определяемой как биклинали (глава III-2).



Рис. I-18. Драконовы горы Ю. Африки. Напластования лавовых потоков, образующих горный хребет, прилегающий к синеклизе Кару [Драконовы горы – Википедия <https://ru.wikipedia.org/.../Драконо...>]

четвертый этап. Общее воздымание платформ. структуры поднятия

Анализ тектоники поднятых структурных элементов обычно полностью основан на анализе мощностей и фаций пород осадочного чехла. В результате, к примеру, говоря о структуре района развития кембрийских толщ в среднем течении реки Оленек обычно говорят о Суханском прогибе, выполненном толщами кембрийских известняков. В стороне остается то, что главной чертой структуры района в течение всего периода времени начиная с конца верхнего кембрия является устойчивая тенденция к поднятию. В итоге пермские и мезозойские толщи, выполняющие Лено-Анабарский

прогиб, налегают на эродированную поверхность кембрийских толщ на одних и тех же гипсометрических отметках. Они выполняют впадины среднепалеозойского рельефа, что свидетельствует о стабильности высот современных водоразделов на протяжении геологически длительного периода времени (с предпермского времени до наших дней). Какие-либо указания на сводовый изгиб, который испытал блок Суханского прогиба в посткембрийское время, отсутствуют. Перспективным представляется подход к решению вопроса о соотношении кимберлитов со структурами поднятия, намечаемый в работе [Толстов, 2006], связывающий кимберлитовый вулканизм с поднятием.

Такой подход искажает истинную картину тектонического развития, так как структура кембрийских толщ отражает характер тектонического развития кембрийского времени, а в вышеприведенном рассуждении речь идет о постпермском периоде развития структуры.

История развития Анабарской антеклизы позволяет проследить историю развития структур поднятия северной части Сибирской платформы. В её современных границах территория антеклизы очерчивает контур поля распространения ниже-среднепалеозойских отложений, окаймленных пермскими толщами Лено-Анабарского краевого прогиба на севере, Приверхоянского передового прогиба на востоке и Тунгусской синеклизы на юге и западе.

В соответствии с тем же принципом характеризуется как моноклираль и структура западного склона Анабарского поднятия, а также территория к югу от Анабарского щита, структура которой определяется как Непско-Ботуобинская моноклираль. В пределах Алданской антеклизы аналогом этих структур является Юдомо-Майская моноклираль, образованная толщами вендского и кембрийского возраста, перекрывающими эродированную поверхность выходящих в пределах Алданского щита пород кристаллического фундамента [Шатский, 1947].

Учет этой тенденции приводит к тому, что становится понятной причина отсутствия указания на отмеченное выше поднятие территории Тунгусской синеклизы в связи с магмообразованием непосредственно перед массовыми извержениями базальтов. Поднятие в это время происходит в пределах соседней Анабарской антеклизы, которая в этот период впервые консолидируется в своих сегодняшних границах, охватывающих и тектонопару кембрийского

времени (Анабарский щит + Суханский прогиб) и Непско-Ботуобинскую моноклираль. Характерно, что площадь этой структуры в её новых границах имеет тот же порядок, что и площадь Тунгусской синеклизы. Аналогичный процесс, по всей видимости, имеет место в период непосредственно после окончания эпизода траппового магматизма, когда впервые Сибирская платформа консолидируется в её современных границах и одновременно образуется близкая ей по площади Западно-Сибирская плита, выступающая как изостатический противовес Сибирской платформы в её сегодняшних границах [Медведев, 2004].

Важно отметить замечание А. А. Маракушева [Маракушев, 1988] о том, что наличие песчаников в основании трапповой толщи прямо указывает на предполагаемое воздымание соседних с Тунгусской синеклизой структур (см. выше).

Типы структур поднятия

Н. С. Шатский [Шатский 1947] детально проанализировал возможность и величину сноса материала с древних щитов, накопление которого могло определять погружение прилегающих плит. Но анализ этот был сделан на материале Русской платформы, а в районе Анабарской антеклизы терригенные осадки этого времени практически отсутствуют, кембрийские же толщи сложены почти исключительно известняками хемогенного и биогенного происхождения. Сам факт накопления морских толщ, происходившего ниже уровня моря, свидетельствует о постоянном прогибании этой территории.

ГЛАВА I-3. Движущие силы развития платформ

Изостазия

Сам по себе факт горизонтальных напряжений, по-видимому, не вызывает сомнений [Воронов, Эрлих, 1962]. На северо-востоке Сибирской платформы при геологическом картировании отмечено горизонтальное смещение контура выходов нижнекембрийских отложений вдоль меридиональной зоны разлома, идущего вдоль долины р. Чымаара и западного борта Уджинской антиклинали (Чымаара-Джелидинский глубинный разлом), соответствующий границе погребенного рифейского авлакогена.

По геофизическим данным, к югу от Анабарского щита отмечается горизонтальное смещение осей магнитных аномалий вдоль разломов широтного простирания. Величина смещения достигает 5-6 км.

Характерными чертами их является стабильность, относительная вялость геологических процессов. Им противопоставляются мобильные зоны (пояса) в качестве которых в разное время рассматривались геосинклинали или системы островных дуг и срединно-океанических хребтов. Характерными чертами геологии плит является их относительная стабильность, медленный темп тектонических движений.

Изостазия (изостатическое равновесие) – гидростатически равновесное состояние земной коры, при котором менее плотная земная кора (средняя плотность 2.8 г/см³) «плавает» в более плотном слое верхней мантии – астеносфере (средняя плотность 3.3 г/см³) подчиняясь закону Архимеда. Изостазия не является локальной, то есть в изостатическом равновесии находятся достаточно крупные (100–200 км) блоки (Изостазия – Википедия).

Характеристика процессов восстановления изостатического равновесия приводится по работе Н. В. Короновского [Короновский, 2001]. Идеи изостатического равновесия основаны на наблюдаемых в 1855 году отклонениях от равновесия, наблюдавшихся при измерении поля силы тяжести вблизи Гималаев. Тогда же Дж. Эйри (Airy – в русскоязычной литературе его фамилия зачастую ошибочно пишется как Эри) и Ф. Пратт предложили объяснения этого явления, основанные на идее свободного плавания блоков земной коры на подкоровом субстрате. Термин «изостази» был введен К. Даттоном (Dutton) в 1889 году. Сммотри работу [Короновский, 2004]. Примером отсутствия изостатического равновесия является провинция Хребтов и Бассейнов на западе США.

В первоначальных интерпретациях предполагалось, что равновесие устанавливается на уровне подошвы коры. В современных представлениях литосфера (то есть твердая кора и мантия) плавает на астеносфере. Учитывая современные данные о строении глубин Земли, считается, что уровень поверхности, которая непосредственно касается снизу компенсационной массы («глубина компенсации») составляет либо 410 км, после чего плотность пород возрастает на 6% и скорость сейсмических волн увеличивается на 4%, либо на уровне 600-670 км, ниже которого плотность пород и скорости прохождения сейсмических волн возрастают на 6-7%. Последний раздел отвечает границе средней и нижней мантии и соответствует уровню, на котором по последним экспериментальным данным происходит выделение воды из рингвудита [Schmandt et al., 2014].

Восстановление изостатического равновесия представляется очень быстротекущим процессом, чутко реагирующим на снятие литостатической нагрузки ледниковых покровов (в Скандинавии) или водных масс (например в озере Бонневилль в Северной Америке).

Современные экспериментальные данные показывают как наличие вариаций плотности коры в горизонтальном направлении, так и прогибов поверхности Мохоровичича, коррелирующих с рельефом, то есть изостатическое равновесие обеспечивается сочетанием моделей Эйри и Пратта. Модель Венинг–Мейнеса предполагает, что земная кора представляет собой упругую пластину, которая прогибается от своего веса. То есть она не разбита на отдельные части, а является единым целым [Изостазия – Википедия].

Важно замечание Н. В. Короновского о том, что субмеридиональное направление регионального стресса в Альпийском поясе (в частности в Индоло-Кубанском прогибе) приводит к тому, что тектонические движения приобретают направление обратное тому, которое требуется для восстановления изостатического равновесия, то есть они антиизостатичны. Очень важно и другое наблюдение по поводу того, что если местные неровности рельефа имеют длину не более 100 км, они как правило изостатически не компенсируются. Таким образом структуры платформ по размерам идеально соответствуют требованиям полного восстановления изостазии. Восстановление изостатического равновесия обычно достигается в результате горизонтального перетекания подкорового материала, что ведет к генерации горизонтальных напряжений в коре.

Тектонопары – форма проявления изостазии

Региональными тектонопарами А. И. Суворов [Суворов, 1978] называет систему пространственно и парагенетически взаимосвязанных структурных элементов, характеризующихся полярно-различными динамокинематическими параметрами. При этом автор использует подход А. В. Пейве (Пейве, 1961, 1967), установившего дифференцированный характер движения блоков с одновременным проявлением в них явлений сжатия и растяжения и работы Ю. М. Пуцаровского [Пуцаровский 1965, 1969, 1972], установившего возможность оттока и подтока глубинного силикатического вещества из одних структурных элементов в другие.

А. И. Суворов [Суворов, 1973, 1976] изначально установил тектонопары в палеозоидах центрального Казахстана. В качестве тектонопар им рассматривались системы «фронтальное поднятие-тыловая депрессия».

Схематическая иллюстрация эволюции гранат-шпинелевых лерцолитов такова: Стадия 1. Алюминий-содержащие шпинелевые лерцолиты не описанные из Каваиквай, но наблюдаемые близ Барбару; Стадия 2. Образование гранатовой оболочки главным образом по шпинели и клинопироксену или амфиболу; предположительно в связи с охлаждением, но, возможно, и в результате возрастания давления; Стадия 3. Образование прожилковых участков вторичных клинопироксена или амфибола приводящее к обращению стадии 2; позднее повторное нагревание.

Разуплотнение может произойти и на более поздних этапах развития платформ в связи с наложением на их стабильные элементы системы грабенов, как это происходит в Африке и на Алданском щите. В этом случае в ассоциации с грабенами развивается щелочной вулканизм.

Наличие взаимосвязанных пар структур (тектонопар), и связь их с глубинными процессами были обсуждены в серии докладов на 46-й тектонической конференции [Материалы 46-й тектонической конференции, т. II, 2014] и яншинских чтениях [Яншинские чтения, 2013]. Рассматривались различные аспекты региональной тектоники и делались попытки увязать развитие тектонопар с тектоникой плит. Общий обзор проблемы тектонопар и их развития рассмотрен в работе А. И. Суворова [Суворов, 1978]. Но характерно, что там

рассматриваются исключительно тектонопары подвижных поясов (наподобие линейной: поднятие-передовой изгиб) ни слова нет о тектонопарах, образуемых площадными структурами континентальных платформ. Причина этого – пассивность тектонических движений платформ, их асейсмичность, отсутствие по крайней мере в ясно выраженной форме сдвиговой и надвиговой тектоники. Однако рассматриваются системы площадных тектонопар океанических платформ и даже дается общая оценка размеров, при которых этот процесс работает. Площадь их составляет до 15-25 млн квадратных километров.

Между тем с самого начала, с момента заложения платформенного режима, этот процесс уравнивания смежных блоков и их консолидации играет решающую роль в истории геологического развития платформ. Таким образом, авлакогены повсеместно выступают как зоны разуплотнения в области магмообразования. Заметим, что уже на самом первом этапе начальные элементы, из которых начинает складываться платформа, выступают как парные структуры (тектонопара). Развитие структур платформы как последовательной серии тектонопар было проиллюстрировано выше на рис. I-12.

Кинематика разломов Норильского района

- Норильский район заслуживает особого рассмотрения. Это определяется несколькими его специфическими чертами:
- Наличием глубинного надвига на границе Сибирской платформы и Западно-сибирской плиты;
- Выходами верхнепротерозойских толщ, дающих возможность реконструировать структуру платформ рифейского времени;
- Выходами дотраппового фундамента – пород нижнего и среднего палеозоя, позволяющих реконструировать движения в эпоху, непосредственно предшествующую трапповому эпизоду магматизма;
- Детальными описаниями кинематики движений по разломам, проведенной А. А. Межвилком [Межвилк,1984].

Материалы по геологии Норильского района (в частности о кинематике движений по разломам) играют ключевую роль

поскольку тут обнажается подошва вулканогенной толщи трапповой формации и, соответственно, можно восстановить историю движений, непосредственно предшествующих трапповому эпизоду вулканической активности, и структуру низов вулканогенной толщи. При этом используется статья А. А. Межвилка [Межвилк, 1984]. Общая структурная схема района, предложенная Г. Д. Масловым, блестяще подтвердилась открытием Талнахского и Октябрьского месторождений. Но в полной мере история формирования структур и магматизма района может быть понята лишь в результате детальных описаний А. А. Межвилка, восстановившего кинематику образования структур. Тектонический режим в период, непосредственно предшествовавший трапповому эпизоду магматизма, может быть расшифрован только с учетом данных по самому основанию трапповых толщ. Такую редкую возможность представляют данные по структурной геологии Норильского района (рис. I-19).

Мощности и характер разреза рифейских комплексов Норильского района, приводимые в сводке А. Налдретта [Налдретт, 2003] аналогичны приведенным выше данным о рифейских толщах Уджинского и Маймеча-Котуйского авлакогена.

Граница между Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой проходит по Енисейско-Хараелахскому глубинному надвику. На рис. I-18 видно, что он образует дугу, выпуклую в северо-западном направлении. Впервые этот разлом был изучен И. П. Варламовым. Существование его было признано большинством последующих исследователей. Но, природа этого разлома и его кинематика были в деталях изучены лишь в работе А. А. Межвилка [Межвилк, 1984]. По этой зоне в юрско-меловое время происходил поддвиг Западно-сибирской плиты под Сибирскую платформу. В рельефе она выражена только на северном своем окончании в виде уступа рельефа по северному подножью Хараелахских гор. В магнитном поле на Хараелахском участке поднятое крыло выражено положительными аномалиями, а опущенное крыло отрицательными. Вдоль реки Енисей надвинутое крыло выражено положительными аномалиями, а подмятое крыло выражено слабым положительным полем только в районе р. Игарка [Соловьева, 1976].

Зона надвига повсеместно перекрыта юрско-меловыми или кайнозойскими отложениями но местами вдоль подножья Хараелахских гор



Рис. 1-19. Тектоническая карта Норильского района. [межвилк, 1984]

- 1 – верхнепротерозойский структурный комплекс, 2 – кембрийский структурный этаж, 3 – ордовикский, силурийский, девонский, каменноугольный и пермский структурные этажи, нерасчлененные, 4 – триасовый структурный этаж, 5 – юрско-меловой структурный этаж, 6 – рифтовые желоба, 7 – наиболее глубокие части желоба, 8 – Енисей-Харагелакхский глубинный надвиг, 9 – доюрские погребенные надвиги, 10 – надвиги на платформе, подновленные в послетриасовое время, 11 – взбросо-сдвиги, 12 – сдвиги, 13 – подошва эффузивов пермо-триаса, 14 – верхняя граница кембрийских отложений.

Буквенные обозначения на карте: мульды: Хм – Харагелакхская, Вм – Вологочанская, Нм – Норильская; Антиклинали: ПА – Пясинская, ДА – Дудинская, ТС – западный борт Тунгусской синеклизы; Грабены: КЛ – Кулгутахский, Ш – Шайтанский, ТП – Типтурский; Блоки: Хантайско-Рыбинского валообразного поднятия; мБ – мелоколамский, РБ – Рыбинский, ХБ – Хантайский; Надвиги: В – Водораздельный, П – Пограничный, КГ – Кумгинский, КС – Кыстыктахский, УК – Усункюельский,

ТА – Таликитский, И – Имангдинский, КР – Куранахский, О – Омочский выступают блоки с девонскими, силурийскими отложениями. Буровые работы на одном участке установили надвигание девона на юрские отложения, удвоение разреза девона, выпадение частей разреза девона и других отложений. Северо-западный борт Тунгусской синеклизы несет на себе следы чешуйчатого надвигания по пологим плоскостям в западном направлении, что привело к общему неравномерному вертикальному подъему борта синеклизы. Вблизи Хантайско-Рыбинского поднятия произошла максимальная трансформация горизонтальных движений в вертикальные, массовое внедрение интрузий и метасоматическая переработка пород. Все ранее предполагавшиеся следы разломов обнаруживаются, но, как правило, они состоят из изогнутых, кулисообразно-смещенных надвигов. Тангенциальное сжатие сформировало тектоническую триаду – надвиговые поднятия, сопровождающиеся передовыми и тыловыми прогибами.

Таким образом, Енисейско-Хараелахский глубинный надвиг на протяжении мезозоя и кайнозоя служил северо-западной границей Сибирской платформы. Разлом прослеживается на сотни километров на юг вверх по Енисею. Широкое развитие в районе получили сдвиги, ориентированные в среднем под углом 45° к направлению основных напряжений.

Все крупные сдвиги, как правило, устанавливаются по линейным отрицательным аномалиям магнитного поля и по оперяющим разломам. Отрицательные аномалии создаются дроблеными на большую глубину породами в зоне сдвигов. К ним привязаны долины рек, поскольку эти зоны легко поддаются действию эрозии.

Игарско-Мундуйский левый сдвиг имеет простирание 310°-315°. Он обрывает магнитные аномалии и геологические структуры. В местах сопряжения с ним надвигов в их поднятых крыльях на поверхность выходят верхнепротерозойские породы. Курейский вал около этого сдвига круто изгибается на запад. Этот сдвиг является частью крупной зоны Нижнетунгусских сдвигов, он прослеживается на 600 км вверх по реке Нижняя Тунгуска.

Погребенная Малохетская система антиклиналей, осложненная надвигами, повторяет дугообразную форму основного надвига. Оси мульд ориентированы параллельно глубинному надвигу.

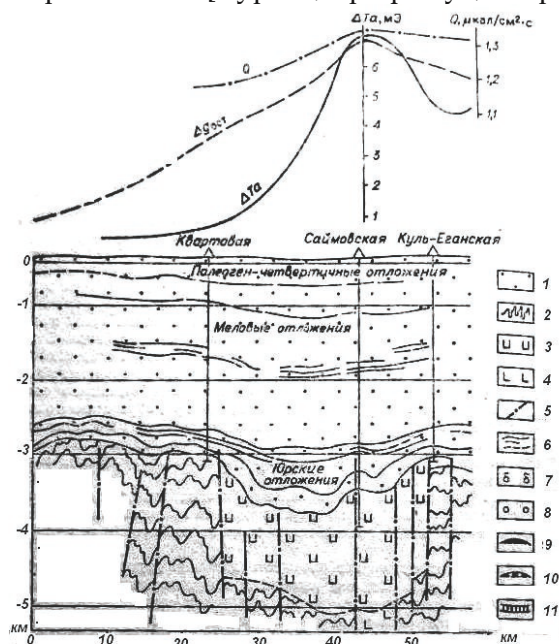
Тесная генетическая связь Хантайско-Рыбинского поднятия с Енисейско-Хараелахским глубинным надвигом подчеркивается их

расположением в плане. Поднятие своей широкой стороной у города Игарка сливается с глубинным надвигом и отходит от него под углом 40-45°, углубляясь в тело платформы. Такое сочетание типично для складок волочения, образующихся на крыльях сбросо-сдвигов.

Норильско-Хараелахский прогиб с поверхности сложен перм-триасовыми эффузивами, образующими горы Хараелах и Лонтокойский камень, имеющие абсолютные отметки вершин порядка 500-600 м. Он унаследован от верхнепалеозойского грабена в котором накапливались угленосные отложения мощностью до 500 метров. Накопление их происходило одновременно с поднятием передовой части Хантайско-Рыбинского поднятия.

Норильско-Хараелахский прогиб делится на три мульды: Норильскую, Вологодчанскую и Хараелахскую. В поперечном сечении они асимметричны. Хараелахская мульда отделяется от первых двух Пясинской антиклиналью. Осевые части Норильской и Хараелахской мульд приходятся на верхнепалеозойский грабен, ориентированный параллельно глубинному надвигу.

Положительные аномалии поля силы тяжести, возникающие над погребенными грабенами (рис. I-20), по-видимому, являются причиной последующего опускания плиты в ходе восстановления изостатического равновесия [Сурков, Трофимук, Жиро, 1987].



*Рис. 1-20. Разрез Колтогорского грабена [Сурков, Трофимук, Жиро, 1987]
1 – платформенный чехол, 2 – складчатые образования доюрского фундамента, 3 – грабеновый и 4 – рифтовый комплексы, 5 – разломы по сейсмическим данным, 6 – сейсмические границы, залежи (7 – газа, 8 – нефти, 10 – предполагаемые залежи нефти, 11 – отложения баженновской свиты)*

Литература к части I

Авдейко Г.П. Палеотектонические условия образования вулканогенно-кремнистых формаций и их место в развитии островных дуг // Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. С. 95-110.

Архангельская В.В., Гинзбург А.И. Редкометалльные месторождения зон тектономагматической активизации // Металлогения зон тектономагматической активизации. Иркутск, 1973.

Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России: Ч. 1 Тектоника и история развития Русской платформы. М.; Пг.: Госиздат, 1923. 146 с.

Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минералогия платформенного магматизма. Траппы, карбонатиты, кимберлиты. Новосибирск: издательство СО РАН, 2008. 537 с.

Викулин А.В. Мир вихревых движений. Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ, 2008. 230 с.

Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. ИЛ: Наука, 1968. 122 с.

Воронов П.С. О сдвиговых деформациях в северо-восточной части Сибирской платформы // Труды НИИГА. 1962. Вып. 28. С. 17-28.

Горжевский Д. Н., козыренко в.и., Гинзбург А.И. Тектономагматические типы областей активизации и их рудных формаций. Иркутск, 1973.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной гряды. М.: Наука, 1967. 273 с.

Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967. 256 с.

Изостазия // Википедия: <https://ru.wikipedia.org/wiki/>

Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Клас. Естеств. // Собрание сочинений. 1919, Т. II.

Когарко Л. Н. Гетерогенность верхней мантии Земли и щелочной магматизм // Труды 27-го международного геол. конгресса, 1984. С. 203207.

Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород, М.:Наука, 1964. 164 с.

Красный Л.И. Активизация // Словари и энциклопедии на Академике: dic.academic.ru/dic.nsf/enc.../

Куно Х. Плато базальты // Земная кора и верхняя мантия. М.: Издательство Мир, 1972. С. 424-441.

Ланда Э.А. О некоторых особенностях эволюции рифтогенеза // Литология, 2005, № 2. С. 3-15.

Ларин В.Н. Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие изначально гидридной Земли). М.: Агар, 2005. 242 с.

Ли Сы-гуан Вихревые структуры Северо-Западного Китая. М.: Госуд. научно-техн. изд. литературы по геологии и охране недр, 1958. 132 с.

Литинский В.А., 2014

Литосфера // Википедия: <https://ru.wikipedia.org/wiki/Литосфера>

Личков Б.Л. Природные воды Земли и литосфера // Записки ГО. АН СССР, М., Л., 1960, № 19.

Личков Б.Л. // Научная библиотека диссертаций и авторефератов: disserCat <http://www.dissercat.com/content/osobennosti-stroeniyaplanetarnoi-lineamentnoi-seti#ixzz2yIqZLK85>

Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 215 с.

Медведев А.Я. Пермо-триасовый вулканизм северо-азиатского кратона (Западно-сибирская плита и Тунгусская синеклиза). Геология, петрология и геодинамика // Диссертация на соискание научной степени доктора геол.-мин. наук. Иркутск: СибГЕОХИ, 2004. 306 с.

Межвилк А. А. Роль горизонтальных движений в формировании тектонических структур и месторождений Норильского района // Геотектоника, 1984, № 1. С. 99-110.

Милановский Е.Е., Мальков Б.А. Эпохи кимберлитового вулканизма и глобальные пульсации Земли // Доклады АН СССР 1980, 230:1:170-173.

Надретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. 487 с.

Нехорошев В.П. Гипотеза расширяющейся Земли // Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1.

Одинцов М.М. Основные черты геологии Сибирской алмазоносной провинции // Известия Вост. Сиб. филиала АН СССР, 1957, № 1.

Океанические платформы (талассократоны) // <http://www.mygeos.com/2010/09/01/oceanicheskiye-platformy--talassokratony-talepleny>

Петрохимия Курило-Камчатской кайнозойской вулканической провинции. Под ред. Э. Н. Эрлиха. М.: Наука, 1966. 279 с.

Святловский А.Е. Вулканизм и четвертичная тектоника Камчатки. Автореф. докт. дисс. М., 1960.

Святловский А.Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967.

Суворов А.И. Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар) // Геотектоника, 1978, № 2. С. 3-18.

Сурков В.С., Трофимук А.А., Жиро О. Г. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-сибирской плиты // Геология и геофизика, 1987, № 9. С. 3-11.

Трапп // Ru.wikipedia.org/wiki/Трапп

Траппы. Часть I // unnatural.ru/trapp

Третьи Яншинские чтения. Современные вопросы геологии. 26-28 марта 2003 г. М.: Научный мир.

Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ // Известия АН СССР, сер. геол., 1956, № 6.

Шатский Н.С. О структурных связях платформ и складчатых и геосинклинальных поясов // Известия АН СССР, Сер. геол., 1947, № 5.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ // Известия АН СССР, Сер. геол., 1946, № 1.

Шейнманн Ю.М. Закономерности размещения провинций ультраосновных-щелочных пород // Геология редких элементов. М.: Гостеолехиздат, 1962, вып. 17. С. 5-9.

Шейнманн Ю.М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы // Известия АН СССР, сер. геол. 1947, № 1.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1966

Шейнманн Ю.М. Формации ультраосновных-щелочных пород // Щелочные интрузии, их размещение и связанные с ними месторождения. М.: Гостеолехиздат, 1961, вып. 12-13. С. 15-54.

Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы // Издание ЯФ СО АН СССР, Якутск, 1987. 140 с.

Эрлих Э.Н. Месторождения и История // 2013//<https://sites.google.com/site/vulkaniceskaeologia/home/mestorozdenia-i-istoria>

Avdeiko G.P. Evolution of geosynclines in Kamchatka // Pacific Geology, 1971, v. 3. P. 1-14.

Bates R.L., Jackson J.B. eds. Glossary of Geology; second edition. American geological institute, Falls Church, Virginia, 1980. 749 p.

Burke K. Aulocogens and continental breakup // Annual review of Earth and Planet. Science, 1977. P. 371-396.

Chatterjee S., Guven N., Yoshinobu A. and Donofrio R. Shiva Structure: a possible KT boundary impact crater on the western shelf of India. Museum of Texas Tech University Special Publications, 2006. 39 p. // Journ. of Geophys. Research, vol. 94, no. B6, pp. 7685-7729, June 10.

Czamanske G.K., Gurevich A.B., Fedorenko V., Simonov O. Demise of the Siberian plume: paleogeographic and paleotectonic reconstruction from the prevolcanic and volcanic record, North-Central Siberia // International Geology Review 1998, 40. P. 95-115.

Clifford T.N. Tectono-magmatic units and metallogenic provinces in Africa // Earth and Planetary Science Lett. 1966. P. 321-436.

Erlich E.N. The geodynamics of the north-eastern Siberian Platform and the regularities of kimberlite distribution in space and time. Transactions of the geological society of South Africa 88:2, May-August 1985. P. 395-402.

Erlich E.I., Hausel W. Dan. Diamond deposits. Origin, exploration and History of discovery. SMI, Littleton, CO, 2002. 374 p.

Fialko Y., Rubin A.V. Thermal and mechanical aspects of magma emplacement in giant dike swarms // Journal of Geophysical research, October 10, 1999, v. 104, no. B10. P. 23033-23049.

Jackobsen J.K., Veksler I.V., Turner C. and Brooks C.K. Crystallization of the Skaergaard intrusion from the emulsion of immiscible iron- and silica-rich liquids: evidence from melt inclusions in plagioclase // Journal of Petrology, 2011, v. 52. P. 345-373.

Johnston S.T., Thorkelson D.J. Continental flood basalts: episodic magmatism above long-lived hotspots // Earth and Planetary Sci. Letters, 2000, vol. 178. P. 247-256.

Lee C.K., Kerr S. D. Midcontinent rift, a frontier oil province // Oil and Gas Journal, 1984. Aug. 13. P. 144-150.

Newton A.R. and Gurney J.J. A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites // *Earth and Planetary Science Letters*, 1977. 27:356-358.

Ray R., Sheth H.C., Mallik J. Structure and emplacement of the Nandurbar– Dhule mafic dyke swarm, Deccan Traps, and the tectonomagmatic evolution of flood basalts // *Bull Volcanol*, 2007. 69:537–551.

Pretorius D.A. The crustal architecture of Southern Africa // *A. Du Toit Memorial Lectures 13*, Cape Town. *Geol. Soc. Africa Transactions* 1973. 76:1-60.

Schmandt B., Jacobsen S.D., Becker T.W., Liu Z., Dueker K.G. Earth's interior. Dehydration melting at the top of the lower mantle // *Science*, 2014 Jun 13. 344(6189):1265-8.

Sheth H. C., Torres-Alvarado I.S., Verma S.P. Beyond subduction and plumes: unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican volcanic belt // *International Geol. Review*, 2000, t. 42, # 12, 2000. P. 1116-1132.

Schmandt B., Jacobsen S.D, Becker T.W., Liu Z., Dueker K.G. Earth's interior, 2014, Dehydration melting at the top of the lower mantle. *Science*, 2014 Jun 13. 344(6189):1265-8.

Stille H. *Gundfragen der vergleichenden Tektonik*, (нем.), 1924 // в рус. пер. – Штилле Г. Избр. Труды. М., 1964.

Suess E. Das Antlitz der Erde. F. Tempsky, Vienna, T. 1-3, 1885-1909. OCLC 2903351.

White R. and MCKenzie Dan. Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts // Journal of Geophysical Research, June 10, 1989, vol. 94, no. B6. P. 7685-7729.

Williams H.R. and Williams R.A. Kimberlites and plate tectonics in West Africa // Nature, 1977. 270: 507-508.

Woollard G.P., Ostenso N. A., Thiel E. and Bonini W.E. Gravity anomalies, Crustal structure and Geology of Alaska // Journal Geoph. Research, 1960, v. 65, # 3.

Часть II.

Магматизм платформ

Магматизму древних платформ, его особенностям, петрологии и связанным с ним полезными ископаемыми посвящена огромная литература. Поэтому здесь мы избегаем чистых описаний. Наша задача, как это и отражено в заглавии, заключается в том, чтобы осветить связанную с магматизмом проблематику:

1. Проявления базальтового магматизма.
2. Магматизм ультраосновной-щелочной формации.
3. Кимберлитовый и лампроитовый магматизм.
4. Карбонатитовый вулканизм.

В основу представлений о формациях проявлений ультраосновного магматизма легли работы Г. Д. Афанасьева [Афанасьев, 1951], Ю. М. Шейнманна [Шейнманн, 1961, 1962], Ю. А. Кузнецова [Кузнецов, 1964].

Терминология и определения основных понятий отвечают основным стандартам, которые приводит геологический глоссарий Бейтса и Джексона [Bates, Jackson, eds.1980]

В отношении терминологии пород ультраосновного-щелочного комплекса я использовал классификацию, разработанную О. А. Воробьевой и её группой [Воробьева и др., 1972], и положенную в основу работы В. А. Кононовой [Кононова, 1976] и сводных региональных описаний А. А. Кухаренко и его соавторов [Кухаренко и др., 1965], Е. Л. Бутаковой [Бутакова и Егоров, 1962] и Л. С. Егорова [Егоров, 1969].

Типоморфным для тектонически-подвижных поясов является гранитоидный магматизм. Он отражает рост корней новообразующихся гор и связанную с ним гранитизацию (силицификацию) магматических расплавов. С ним также связана интенсивная гидротермальная активность. В противоположность этому, для платформ как

океанических, так и континентальных, типичен базальтовый вулканизм и гранитоиды отсутствуют.

С массовым базальтовым вулканизмом ассоциируется процесс насыщения расплавов щелочами, отражающийся в их нефелинизации и фельдшпатизации. В итоге можно сказать, что проявления щелочного магматизма становятся типоморфными для платформенных областей [Bailey, 1964, Fitton & Upton, eds., 1987].

ГЛАВА II-1. Трапповый вулканизм

Проявления базальтового магматизма подразделяются по своим масштабам на трапповые формации и собственно базальтовый магматизм. Общее распространение областей массового проявления базальтового вулканизма (траппов) показано на (рис. II-1).

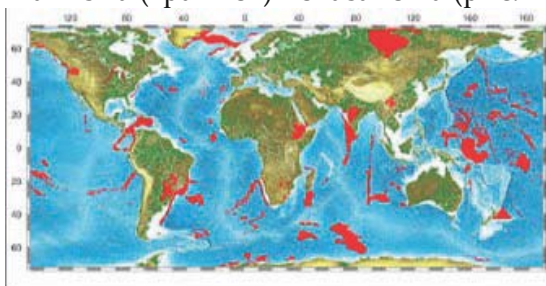


Рис. II-1. Районы проявления траппового вулканизма [geographyiwc.org.uk].
Красным цветом выделены районы развития плато-базальтов

Мы используем первоначальный термин «траппы», родившийся при изучении бассейна Кару² в Южной Африке, поскольку мы рассматриваем не базальтовый вулканизм вообще, а вспышки базальтового вулканизма, характеризующиеся определенными чертами. Термин «трапп» происходит от шведского trappa (лестница), что отражает типичный ступенчатый рельеф районов траппового вулканизма (рис. II-2, II-3). Траппы повсеместно приурочены к так называемым древним платформам, то есть континентальным платформенным структурам, стабилизовавшимся в верхнем докембрии.

Огромные поля платобазальтов, или траппов (в англоязычной литературе они называются flood basalts), приурочены к так

² Мы следуем транскрипции англоязычного написания этого названия – Karoo, хотя в изданной в русском переводе оно иногда пишется как Карру [Уокер, Польдерварт, 1950].

называемым древним платформам, то есть континентальным платформенным структурам, стабилизировавшимся в верхнем докембрии. Постоянная приуроченность к определенному типу структур указывает на генетическую связь плато-базальтов с развитием платформ. В пределах платформ плато-базальты обнаруживают отчетливо наложенный характер, в равной мере перекрывая породы фундамента и чехла платформы. Обычно они формируют прогибы, называемые в соответствии с их морфологией синеклизами, типа Тунгусской (Сибирская платформа) или Кару (Южная Африка). Более того, они формируются на определенной стадии развития платформ, а поэтому можно говорить, что эпизоды траппового магматизма – закономерный этап в развитии подкоровых структур платформенного чехла.

Своеобразие этих структур таково, что зачастую говорят, будто они представляют третий, наряду с геосинклиналями и платформами, тип структур материков – так называемые структуры дива (от *дивацью*, кит, депрессия.).

В Китае к структурам дива относятся синеклизы Ордоса, Сунляо и другие. Прогибы выполнены огромными (до двух-трех тысяч метров) толщами базальтов, переслаивающихся с песчаниками, глинами, гипсами. В отличие от обычных синеклиз они не являются результатом конседиментационного структурообразования, а формируются в ходе деформации при просадке в связи с извержением огромных масс базальтовой магмы. Границы их обычно определяются зонами разломов. Одна из крупнейших структур такого рода – Тунгусская синеклиза, состоит из нескольких впадин, таких, как Ванаварская. В российской литературе они называются структурами активизации, причем считается, что они в равной мере накладываются, на платформы и складчатые области [Красный, 1964].

Прежде всего траппы характеризуются огромными объемами и, соответственно, покрывают огромные пространства. Площадь плато-базальтов Деккана составляет 0,5 млн км², объем – 0,512 млн км³; площадь, покрытая траппами на Сибирской платформе около 2 млн км², объем 1-4 млн км³; базальты Тасмании и Антарктиды занимают площадь 2600 км². Мощность лавовой толщи в Сибири и Индии в среднем составляет 2000 метров. Такой же масштаб имеют вулканические толщи синеклиз Парана и Мариньяно (Бразилия). Вулканиты синеклизы Парана покрывают площадь 1200 млн км².

Мощность толщи колеблется от 350 м по краям структуры до 1000 метров в центре. Общий объем вулканических пород в Бразилии составляет 0,79 млн км³ [Белов и др., 2008].

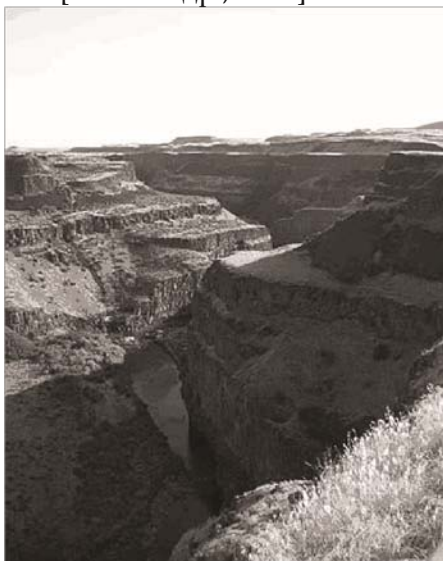


Рис. II-2. Типичный ступенчатый рельеф районов массовых базальтовых излияний на Снейк-ривер, штат Вашингтон [White and McKenzie, 1989]



Рис. II-3. Ступенчатый рельеф, созданный лавовыми потоками траппов. Плато Путорана, север Сибирской платформы [White and McKenzie, 1989]

На океанической коре аналогами траппов являются вулканические плато, такие как Ява-Онтонг, расположенное в Тихом океане к северо-

востоку от Новой Гвинеи [Ontong-Java plateau]. Оно сформировалось 125-120 млн лет назад. Его площадь 2 млн км², мощность его достигает 30 км, сложено оно в основном плато-базальтами.

Объемы и состав, как видим, того же типа и порядка, что у трапповых провинций континентов. Близость типа траппового вулканизма и общее единство толеитовой серии на континентах и океанах отражают отмеченную Г.С. Горшковым независимость характера вулканизма и состава серий вулканических пород от строения коры [Горшков, 1967]. **состав первичных магм траппов**

Петрографические и петрохимические характеристики траппов повсеместно исключительно однообразны. Поэтому мы ограничиваемся их характеристикой, заимствованной из современной детальной работы [Медведев, 2004].

«По своим петрографическим признакам все вулканы Тунгусской синеклизы, независимо от их химического состава, относятся к ряду долеритобазальтов, от стекловатых до полнокристаллических. Породы представлены как порфиоровыми, так и афировыми разностями. Структура базальтов офитовая, пойкилоофитовая и пойкилоофитоинтерсервальная. При этом порфиоровые породы встречаются чаще. Вкрапленники (первые проценты от объема) представлены плагиоклазом, реже клинопироксеном и (или) оливином. Обычно размеры вкрапленников не превышают первые миллиметры. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, изометричными зернами клинопироксена (редко ортопироксена), оливина и рудного минерала, чаще всего титаномагнетита, а также вулканическим стеклом в разном количестве. Миндалины, встречающиеся, как правило, в верхних частях потоков и покровов, заполнены вторичными минералами: кальцитом, цеолитами, халцедоном, кварцем, реже хлоритом, пренитом и др. По составу вкрапленников базальты подразделяются на плагиофировые, пироксенфировые, оливинфировые и полифировые, а также гломеропорфиоровые. Достаточно редко наблюдаются пикритовые базальты, которые состоят на 25-60% из фенокристов оливина. Основная масса в них чаще всего полнокристаллическая, пироксен-плагиоклазовая. Главными породообразующими минералами базальтов являются основной плагиоклаз (30-60%), клинопироксены (авгит, пижонит 30-50%), оливин (от единичных зерен до 60%, в пикритобазальтах).

Ортопироксен встречается в виде единичных зерен. Как правило, все породы в разной степени изменены».

По химизму большая часть траппов соответствует толеитовым базальтам. Декканские траппы примерно на 95% состоят из лавы и толеитовых базальтов, однако в составе траппов имеют место и другие типы пород: щелочные базальты, нефелиниты, лампрофиры, карбонатиты.

Мантийные ксенолиты были найдены в Каче (северо-западная Индия) и в других районах на западе плоскогорья Деккан.

Постоянная связь рассматриваемых расслоенных интрузий с толеитовым базальтовым вулканизмом трапповой формации свидетельствует о том, что сами толеиты наиболее близки к составу первичных магм траппов. Между тем сравнение их с составами базальтов современных островных дуг показало, что их фигуративные точки на тройной диаграмме образуют единый тренд. Так что было бы правильным считать, что составы траппов ряда провинций повторяют этапы единого процесса выплавки базальтового расплава, отвечающие общему тренду эволюции химизма современных базальтов островных дуг. Достаточно сравнить тройные диаграммы на рисунках 4 и 5.

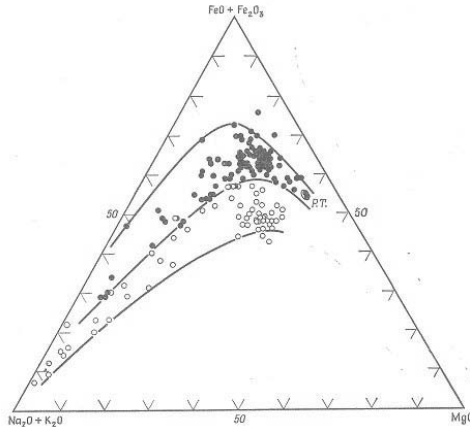


Рис. П-4. Отношение $MgO:FeO+Fe_2O_3:Na_2O+K_2O$ для различных плато-базальтов [Куно, 1972].

Черные кружки – толеиты, высокоглиноземистые базальты, андезиты, оливиновые базальты, андезиты и риолиты. Белые кружки – щелочные оливиновые базальты, более щелочные базальты, гавайиты, муджиериты и трахиты. Буквами Р и Т показаны

оливиновые толеиты (Р – волосы Пеле, изверженные Килауэа Ики в 1959 году, Гавайские острова) и средний состав гавайского океанита (Т)

Учитывая опыт петрологических исследований, можно говорить о том, что составы, которые связаны с первичной магмой занимают ограниченную область на диаграмме. Если при кристаллизации из первичной магмы начнут выпадать кристаллы, то состав магмы будет сразу же изменяться, удаляясь от вершины MgO тройной диаграммы.

Приведенный выше вывод о первичности толеитовых базальтовых магм в процессе магматизма платформ ставит вопрос, об их соотношении с магматизмом ультраосновного-щелочной формации.

Общее единообразие состава траппов привело к широко распространенному представлению о том, что это и есть состав родоначальной магмы. Потребовалось проведенное Х. Куно сравнение составов траппов и гавайских базальтов, чтобы показать, что при всем кажущемся однообразии траппов, они отражают тот же эволюционный тренд.

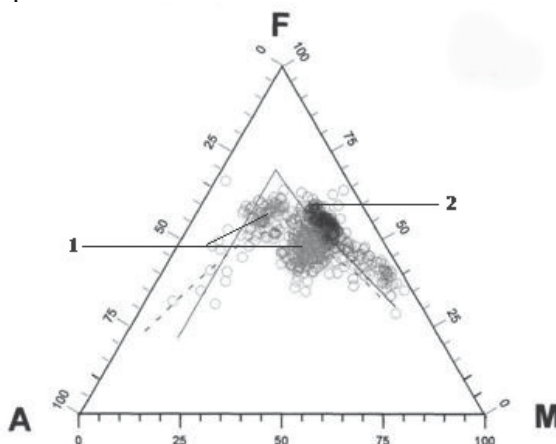


Рис. II-5. Положение точек составов пород Тунгусской синеклизы в координатах A-F-M [медведев, 2004]

1 – вулканы рифтогенного этапа (n=398)

2 – вулканы «покровного» (траппового) этапа (n=684),

Толеитовые расплавы обладают повышенной температурой [Траппы Деккана]. Они производят термическую эрозию, за счет летучих более высокотемпературных, чем в островных дугах и срединно-океанических хребтах. Это может быть связано с тем, что

большая мощность базальтовой коры приводит к аккумуляции тепла, результатом чего и являются извержения траппов.

Химические элементы в литосфере присутствуют в основном в окисленном виде (говоря про окислы, мы имеем в виду стехиометрию, а не минералогию). У многих из них энергия химической связи сравнительно невысока. К таковым, обладающим невысокой энергией, относятся: железо, марганец, прочие переходные металлы (Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Cd, Sn, Sb), а также C, S, P и др. С другой стороны, большинство наиболее распространенных элементов в составе силицидов (Si, Mg, Al, Ca и щелочные металлы) имеют гораздо большую энергию химической связи с кислородом. Поэтому при контакте пород литосферы с силицидами начинаются химические реакции с перераспределением кислорода и выделением большого количества тепла.

Вулканические породы составляют 90% отложений, слагающих синеклизы типа Тунгусской и Кару1. Пирокластика в вулканических толщах, как правило, отсутствует. Лавы явно были высокоподвижны. Контакты между лавовыми потоками ровные, брекчированные зоны в основании потока, характерные для базальтов Камчатки, отсутствуют. В Тунгусской синеклизе пирокластика связана, как правило, со специфическим районом в её центральной части, и образование её ассоциируется с определенным стратиграфическим горизонтом – туточанской свитой.

Туточанская свита считается фаціальным аналогом лавовой надеждинской свиты. Она развита в центральной части Тунгусской синеклизы и представлена, преимущественно, породами туфогенной фации – агломератовыми и пепловыми туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Очень редко отмечаются потоки и покровы афировых базальтов. Мощность свиты достигает 200 м. Это свидетельствует, о том, что условия образования пирокластики возникают в результате специфических процессов эволюции. Именно поблизости от этого района П. Е. Оффманом были описаны трубчатые тела, выполненные базальтовой пирокластикой [Оффман, 1957].

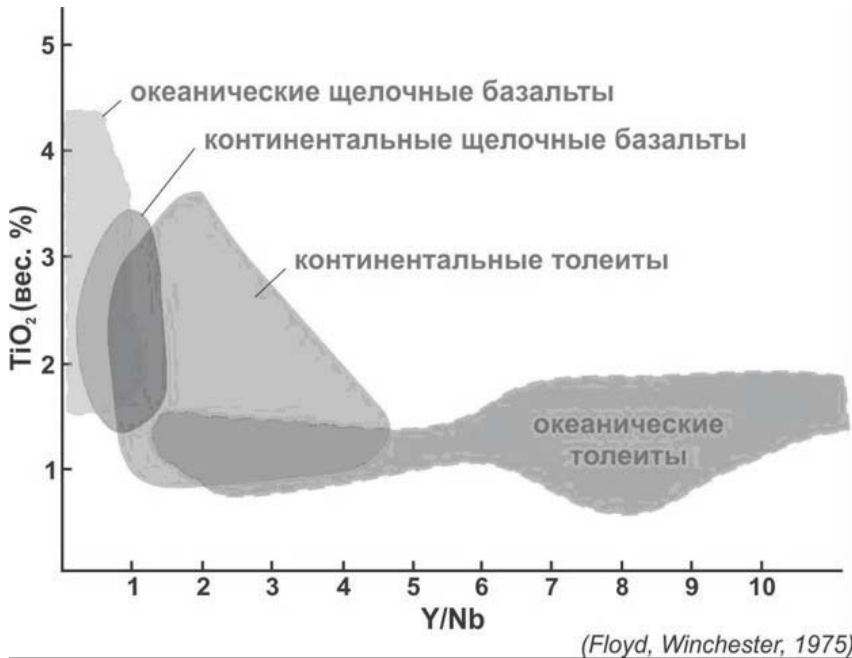


Рис. П-6. Дискриминационные диаграммы химического состава различных типов трапповых базальтов по [White&McKenzie, 1987]

Средняя скорость извержения трапповых базальтов (1 км³/год) более чем в 20 раз превышает среднюю скорость извержения над типичной горячей точкой, такой, как Гавайи. Толщина отдельных лавовых потоков составляет около 20 м; некоторые из них простираются на сотни километров от источника, который обычно представляет собой серию трещин. Последовательные напластования сотен лавовых потоков достигают общей мощности 1 км и более (до 3 км). К счастью, извержения трапповых базальтов происходят очень редко. За последние 250 млн лет отмечены девять эпизодов.

В пределах Западно-Сибирской плиты преобладают субщелочные базальты с повышенным содержанием калия. Они встречаются в рифтах и в межрифтовых поднятиях. Кислые разности распространены лишь на северо-западе синеклизы и отмечены только в палеорифтовых структурах. Аналогов низкокальциевых базальтов покровного этапа Тунгусской синеклизы здесь не встречено. Вулканиты плиты являются продуктами рифтогенного магматизма. В Западно-Сибирской плите, в глубокой скважине СГ-6 обнаружены

породы типа базальтов обычных для срединно-океанических хребтов (N-MORB).

Расслоенные массивы – ключ к дифференциации толеитовых магм

Траппы, безусловно, выплавлялись из мантии. Вместе с тем, в некоторых провинциях, к примеру, в юрских долеритах Тасмании и Антарктиды, среднее первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0,712. Кроме того, в сопоставлении с океаническими базальтами (толеитами), они обогащены калием, рубидием, ураном, торием, и, таким образом, по геохимическим признакам платобазальты скорее следовало бы считать производными континентальной коры, нежели мантии. Выход из этого парадокса исследователи видят в допущении ассимиляции больших (до 30%) объемов коры, но при таких масштабах поглощения сиалического материала траппы уже не смогут оставаться «базитами», скорее уж это будут андезиты или андезито-базальты (которых, естественно, мы не видим в трапповой формации). Чтобы обойти этот «трудный момент» была придумана *селективная диффузия* для калия, урана и других малых, литофильных элементов из коры в магматические расплавы платобазальтов, и якобы в эту «диффузию» петрогенные элементы не вовлекались. Однако совершенно непонятно, по какой причине калий, уран и прочие малые элементы (типично коровые, с резко выраженными литофильными свойствами) вдруг резко поменяли бы свою геохимическую склонность концентрироваться именно в континентальной коре.

В основании толщи трапповых вулканитов присутствует толща туфов, указывающая на вспышку взрывного вулканизма длительностью 1-3 млн лет [Макаренко, 1983, 1997]. Фокусы подобных систем располагаются на глубине 50-60 км.

Положение районов развития трубок, служивших подводными каналами эруптивных траппов и заполненных шлаками, позднее замещенными магномагнетитовыми скарнами, можно увидеть на рис. II-7.

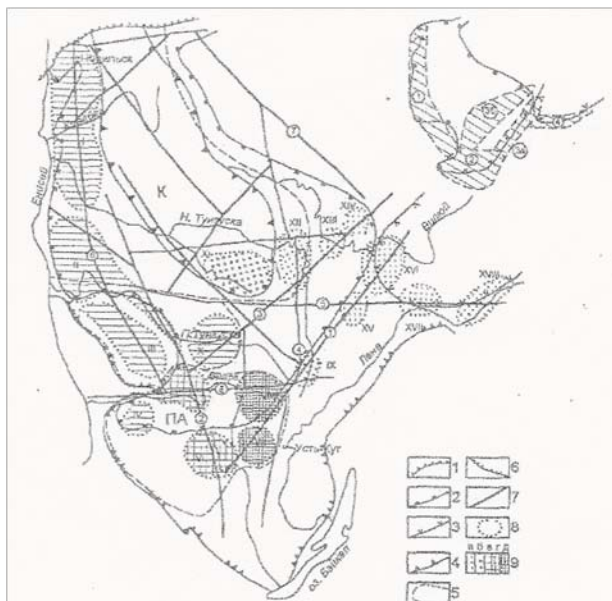


Рис. П-7. Схема размещения районов магномагнетитовой формации [Белов и др., 2008]

В правом верхнем углу – схема размещения рудных зон: 1 – Приенисейской, 2 – Ангарской, 3а и 3б – соответственно Ангаро-Вилуйской и Нюйско-Ленской; 1-6 – границы распространения мезозойских отложений, перекрывающих Тунгускую синеклизу (2 – границы Тунгусской синеклизы, 3 – Вилуйской синеклизы, 4 – Северо-Тунгусского прогиба, 5 – впадины основания Тунгусской синеклизы, 6 – Курейской (К) и Присаяно-ангарский (ПА)), 6 – области байкальской складчатости, 7 – зоны глубинных разломов фундамента, в том числе (цифры в кружках: 1 – Ангаро-Вилуйская, 2 – Ангаро-Ковинская, 3 – Катанга-Имангдинская, 4 – Нижнетунгусская, 5 – Таймыр-Илимпеевская, 6 – Ангаро-Норильская, 7 – Тасеевско-Нельская, 8 – рудные районы магномагнетитовой формации (I – Северный, II – Подкаменно-Тунгусский; III – Вельминский; IV – Тасеевский; V – Средне-Ангарский; VI – Ангаро-Чунский; VII – Ангаро-Илимский; IX – Нейско-Чежинский; X – Лакурский; XI – Таймырско-Илимпеевский; XII – Нижне-Тунгусский; XIII – Чиркуйский; XIV – Ахтардинский; XV – Верхне-ботуобинский; XVI – мирнинский; XVII – Нюйский; XVIII – Ленский), 9 – продуктивность рудных районов (а – очень низкая, б – низкая, в – средняя, г – высокая, д – очень высокая))

Эталонном эволюции ультраосновных-щелочных расплавов являются хорошо изученные расслоенные плутоны Скергаард (Гренландия) [McBirney, 1975, McBirney and Naslund, 1990, Jackobsen,

Veksler, Turner, and Brooks, 2011] и Бушвельд (Южная Африка) [Molynaux, 1974, Mathez, 1955, Van Tongren and Mathez, 2012].

Обычной формой крупных расслоенных массивов являются лополиты. Таковы Бушвельдский массив (Южная Африка), Мончегорский массив (Кольский полуостров, Россия), Седбери (Канада), Стиллуотер (США), Аганозерский-Бураковский массив (Россия).

Изучение петрологии расслоенных интрузивов привело к выводу о том, что они теснейшим образом связаны с проявлениями толеитовых базальтов, трапповым вулканизмом. Более того, стало очевидным значительное участие в дифференционных процессах расслоения расплавов (ликвации). Исследования шли широким фронтом и почти одновременно были рассмотрены цифровые модели процесса, проведены экспериментальные исследования, воспроизводившие условия предполагаемого расслоения, проведены детальные петрографические описания.

Бушвельдский массив размером 100x150 км, представляет собой крупнейший в мире стратифицированный интрузив. Массив имеет чашеобразную форму с прогнутой по направлению к его центру подошвой. Слоистость погружается по направлению к центру под углами 100-150. Массив сложен последовательно сформировавшимися толщами трансваальской системы, включая разновозрастные андезитовые вулканы, лавы фельзитового состава (ройбергский фельзит) в ассоциации с лептитам и гранофирами; производные ранней интрузивной фазы (бушвельдский расслоенный интрузив), породы поздней интрузивной фазы (бушвельдский гранит), постбушвельдские дайки щелочных пород (Бушвельдский комплекс).

Дисконформные дайки массива Тугуток (Южная Гренландия) имеют синклиналеподобную форму. Центральные части даек обнаруживают синклиналеподобную расслоенность. Угол падения слоев близ краевых зон достигает 45° и уменьшается по направлению к центральным частям даек, где слои залегают почти горизонтально. Изменение угла наклона от контакта к центру свидетельствует о направлении внедрения базальтовой магмы не снизу вверх, а сверху вниз (перидотит-пироксенит-норитовая формация).

Изучение космических снимков показало, что в Бушвельде лополит осложняется серией конических структур [Ажгирей, 1956].

Наблюдаются взаимные переходы между дайкообразными, лакколитообразными, воронкообразными и кольцевыми интрузиями. По гравиметрическим данным не только крупные массивы (Бушвельд, Великая дайка), но и небольшие интрузии Алтае-Саянской области и Карело-Кольского региона прослеживаются на глубину 10-15 км.

В Скергаардском плутоне магма эволюционирует с результирующими фазами, обогащенными железом при относительно постоянном содержании SiO_2 (феннеровский тренд), или фазами, обогащенным SiO_2 (боуэновский тренд).

Характерной чертой эпизодов базальтового вулканизма является их исключительная краткость. Это было со всей очевидностью показано работой по радиометрическому датированию траппов Сибирской платформы [Kamo et al., 2003]. Датировав верхний и нижний горизонты лавовой толщи, авторы показали, что вся толща огромной мощности (около 2000 метров) была сформирована в течение примерно одного миллиона лет. При этом такая оценка отражает всего лишь пределы чувствительности метода. В равной степени это характерно и для краткости базальтового вулканизма вообще. Так на Камчатке в новейшее время отмечается так называемый второй цикл вулканической активности. Он характеризуется мощным базальтовым вулканизмом, в ходе которого образуются огромные поля базальтов, связанных с ареальными и трещинными излияниями, и гигантские базальтовые стратовулканы, в том числе крупнейший вулкан Евразии Ключевская сопка [Лучицкий, ред., 1974]. Этот цикл вулканической активности имел место в течение верхнего плейстоцена-голоцена. Таким образом, общая продолжительность этого пульса вулканической активности не превышала нескольких (не более 12) тысяч лет. По подсчетам И. В. Мелекесцева, верхнеплейстоцен-голоценовые базальты на Южной Камчатке покрывают площадь 1250 км² их объем равен 140 км³; объем вулканических пород Ключевской группы, более 50% которых составляют базальты, равен 5000 км³. По данным Н. В. Огорова и Н. Н. Кожемяки объем новейших (верхнеплиоцен-голоценовых) базальтов зоны Срединного хребта Камчатки равен 2000-2100 км³, а голоценовых – не менее 1000 км³ [Лучицкий, ред., 1974].

Существуют две основные теории относительно происхождения траппов. Одни исследователи полагают, что сибирские траппы образовались в результате подъема суперплюма [Добрецов, 1997]. В

качестве доказательства приводятся геохимические данные, например, о наличии в некоторых базальтах повышенных отношений He^3/He^4 , что может указывать на их происхождение из нижнемантийного источника. Другие исследователи считают, что траппы не имеют к плюмам никакого отношения. При приближении к поверхности массы горячего мантийного вещества на поверхности должно произойти поднятие коры, поскольку горячее вещество имеет пониженную плотность. Однако, само по себе признание связи трапповых эпизодов с суперплюмами ничего не решает.

Давление мантийного плюма – восходящего потока вещества мантии – должно было бы еще до разлития магмы образовать на поверхности земной коры огромный бугор высотой около 2 км, геологических свидетельств присутствия которого в Тунгусской синеклизе обнаружено не было. Отсутствие поднятия может быть объяснено большой глубиной магмообразования. На Китайской платформе детальный анализ литологии осадочных толщ привел к выводу о том, что излияниям траппов предшествовало образование куполовидных поднятий с общей амплитудой воздымания около 1000 метров [Vin Nea et al., 2003].

Телесеismicкие исследования районов траппового вулканизма в Сибири и Южной Африке показали наличие глубинных каналов разуплотнения [Резников и др., 2004]. Г. Д. Феоктистов [Феоктистов 1978] отмечает наличие очаговой зоны в глубинной части Канско-Тасеевской впадины на юго-западе Сибирской платформы. Предполагается, что она обеспечивала развитие траппового вулканизма в полосе длиной 400 км. Развитие вулканизма Сибирской платформы и в синеклизе Кару (Южная Африка), однотипно [Уокер и Полдерварт, 1950]. Отсюда следует вывод о раздвиговом характере разломов на глубине. После завершения трапповых извержений территория испытывает подъем и частичную денудацию.

В центральной части Тунгусской синеклизы, по геофизическим данным прослеживается объект высокой плотности, интерпретируемый как результат базификации гранитного слоя, завершающей эпизод траппового магматизма [Белов и др., 2008].

Приведенное выше сравнение, показывающее однотипность объемов изверженного материала трапповых областей и районов современного вулканизма островных дуг, сделанное Х. Куно [Куно, 1972] показывает близость состояния в котором находилась зона

магмообразования обоих типов областей. Трапповые провинции наследуют структуры устойчивого прогибания. Базальтовый (не-трапповый) вулканизм на платформах концентрируется в линейных зонах, тяготеющих к структурам поднятия.

Глава II-2. Магматизм ультраосновной-щелочной формации

Кроме траппов, на платформах развиты породы щелочного и ультраосновного состава. Они подразделяются по составу преобладающих щелочей на калиевые и натровые, а также по соотношению щелочей и алюминия на аптаитовые и миаскитовые. В них выделяется более узкая серия якупирангит-уртитовых пород [Кононова, 1976]. Но, вероятно, наиболее широким является определение формации ультраосновных-щелочных пород, охватывающее весь спектр, от перидотитов до нефелиновых сиенитов, включая несиликатные породы – карбонатиты, магнетитолиты, апатитолиты. Термин был введен Ю.М. Шейнманном в процессе изучения Маймеча-Котуйской провинции [Шейнманн, 1961, 1962]. Он включал все развитые там магматические породы этой серии. Ассоциация проявляется в двух формах – интрузивной и эффузивной.

Эффузивная форма была описана в работе [LeBas, 1971].

В настоящей работе используется термин «формация ультраосновных-щелочных пород», введенный Ю. М. Шейнманном, как в наиболее общей форме отражающий состав образующих её пород, и в каждом отдельном случае следует оговаривать её специфику [Шейнманн, 1961, 1962].

Однако, строго говоря, под этим названием объединяется группа формаций, куда включаются интрузивные массивы, как большинство проявлений Маймеча-Котуйской провинции, и вулканогенные образования, изученные в Уджинской провинции и в районе Маунтин-Пасс, Калифорния [Castor, 2008]. Да, собственно, первые описания ультраосновных эффузивов – меймечитов были сделаны в пределах Маймеча-Котуйской провинции. Среди пород этой

формации в равной мере встречаются разности, принадлежащие к натриевой и калиевой сериям. В то же время по мере исследования того или иного проявления этой формации становилось всё очевиднее единство их происхождения. Характерной чертой формаций этого ряда является часто наблюдаемое обособление отдельных её членов и проявление их в виде самостоятельных формаций. Таковы формации апаитовых нефелиновых сиенитов, кимберлитовая и карбонатитовая формации.

С этой группой формаций парагенетически связаны крупнейшие месторождения фосфатов, редких металлов, редкоземельных элементов, платины, медных и железных руд. Естественно потому, что открытие каждого, связанного с этой группой формаций массива, давало мощный толчок петрогенетическим исследованиям и поисковым работам. Таковы были открытия Бушвельдского комплекса (Южная Африка), Хибинского и Ловозерского массивов (Кольский полуостров), Маймеча-Котуйской провинции (север Сибирской платформы к западу от Анабарского щита). Надеюсь, что такой же импульс для исследований даст и продолжение изучения Уджинской провинции.

Первые шаги в открытии Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород в районе к западу от Анабарского щита были сделаны А. А. Кордиковым и П. Н. Кабановым, которые привезли с левобережья реки Маймеча первые образцы щелочных пород. Их диагностировал Г. Г. Моор, который развил высказанную ранее В.С. Соболевым идею о наличии на севере центральной Сибири провинции щелочных пород [Моор 1940]. В 1943–1944 годах экспедиция Норильского горнометаллургического комбината под руководством Ю.М. Шейнманна обнаружила первые в районе сложные интрузивные массивы Гули, Бор-Урях, Далбыха, и Чангит, а также щелочно-ультраосновные эффузивы и дайки. В 1946–1949 годах работы были продолжены Г. Г. Моором и Ф. А. Страшиновым. Ими были открыты крупные массивы на правобережье реки Котуй (Одихинча, Кутда, Немакит).

Дифференциация массивов ультраосновных-щелочных пород

В Скергаардском плутоне магма эволюционирует с результирующими фазами, обогащенными железом при относительно постоянном содержании SiO_2 (феннеровский тренд) или фазами, обогащенным SiO_2 (боуэновский тренд). В Бушвельде нижняя часть разреза мощностью 300 метров включает магнетит-содержащий ферродиорит с несколькими слоями, обогащенными магнетитом, и апатит, аккумулярованный в ходе кристаллизационной дифференциации, с редкоземельными компонентами в нормализованном по хондриту составе и отсутствующей европиевой аномалией. В противоположность этому содержание редкоземельных элементов в верхней части разреза Бушвельдского плутона мощностью 315 метров в три раза выше и характеризуется четко выраженной европиевой аномалией. Контакт между обеими частями разреза происходит в зоне мощностью 50 метров. Формирование обогащенной железом нижней части и обогащенной кремнеземом верхней части объясняется широко проявленной несмесимостью, расслоением исходного расплава [Van Tongren and Mathez, 2012]. Особо показательным в этом отношении считается апатит, способный концентрировать больше редких земель и других несовместимых (некогорентных) попутных элементов в плагиоклазах, клинопироксенах и оливине из обеих частей разреза плутона. Наличие отрицательной европиевой аномалии в апатите из верхней части разреза, не соответствует гипотезе о его происхождении в ходе кристаллизационной дифференциации остальной части Бушвельдского плутона.

В качестве эталона этапности дифференциации ультраосновных-щелочных комплексов при описании с массива Томтор (полярная Якутия) используются материалы Маймеча-Котуйской провинции.

Проблемы морфологии массива Томтор практически сводятся к вопросу о геологической природе высоты, по которой назван весь массив – Томтор-Тааса. При обсуждении этого вопроса А. В. Толстов, неоднократно говорил, что Томтор-Тааса не более чем точка на топографической карте, соответствующая максимальной абсолютной высоте массива. Это, по моему мнению, абсолютно не отражает геологической сути объекта. Ранее уже говорилось, что рельеф поверхности массива соответствует особенностям его строения.

Подход к определению структуры массива Томтор, сформулированный в период его открытия в ходе геологической съемки 1:200000, был связан с тем, что на водоразделе Уджа-Чымаара существует система дуг пологих холмов. Такая картина соответствовала обычной для массивов ультраосновного-щелочного и щелочного состава кольцевой структуре. В дальнейшем понятие кольцевой структуры было отнесено к системе кольцевых магнитных аномалий, связанных с дайками, жилами и телами внедрения, окружающими центральное карбонатитовое ядро массива (рис. II-8). Этот кольцевой комплекс, в дальнейшем называемый «центральным», и рассматривался как основа для определения морфологии массива. Концентрические дуги пологих холмов периферической зоны массива упираются в массивный холм высоты Томтор-Тааса. Высота покрыта элювиальными развалами пегматоидных рисчорритов. Они образуют линзовидные тела, длиной 150-200 метров и шириной 15-20 метров. В пределах этих линз преобладают обломки гигантских монокристаллов калиевого полевого шпата размером 1,5-2 метра, содержащих пойкилитовые вростки монокристаллов нефелина размером 0,5-1,5 см. Цветной минерал представлен призматическими кристаллами эгирин-авгита. Текстура, размеры и состав обломков в точности соответствуют наблюдаемым на расположенном ниже по течению реки Онгкучах обнажении, детально описанном С. А. Гулиным и позже нами. Эти линзовидные тела характеризуются повышенным фоном радиоактивности. Все эти данные приводят к гипотезе о том, что высота Томтор-Тааса отражает тело центрального типа (возможно, некк).

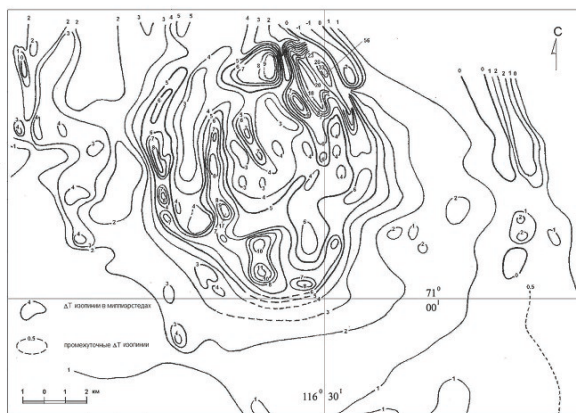


Рис. II-8. Кольцевая система магнитных аномалий, отражающая дуговую систему жил и даек магнетитолитов, окружающую центральное карбонатитовое ядро массива Томтор [Карасик, Щилованов, 1961]

Поскольку дуговая система холмов, о которых говорилось выше, локализовалась в периферической зоне массива, то вопрос о её структуре, как правило, при рассмотрении проблемы морфологии массива не возникал.

На геологической карте, построенной по результатам бурения (рис. II-9) нефелин-пироксеновые породы «фоидалиты», включающие и ийолиты и якупирангиты, образуют кольцевую структуру, окружающую карбонатитовое ядро массива. Далее мы называем её центральной кольцевой структурой. На рис. II-10 видно, что этот предполагаемый эруптивный центр расположен в нескольких км к югу от центрального кольцевого комплекса и не зависим от него. Если это предположение верно, то массив Томтор представляет собой сложную кольцевую структуру с двумя самостоятельными эруптивными центрами. Сравнение радиометрических датировок нефелин-пироксеновых пород, слагающих дуговые жилы и дайки, окружающие центральное карбонатитовое ядро массива, и пород южного обрамления массива отражает их одновозрастность [Энтин и др., 1990, Эрлих и Загрузина, 1981].³ К-Ar датировки нефелиновых сиенитов (рисчорритов) в точности соответствуют датировкам пород кольцевой зоны даек, окружающих карбонатитовое ядро.

Общая особенность формационного состава Томтора – отсутствие в его пределах пород первой интрузивной фазы (оливинитов, перидотитов), а также незначительное количество мелилит-содержащих пород в сравнении с Маймеча-Котуйской провинцией. Полностью измененные ультраосновные породы образуют вне пределов массива небольшие sill, на реке Чымааре. Но они не принадлежат к аккумулятивной серии пород, связанной с накоплением кристаллической фазы. В самом массиве сходные породы образуют серию штоков, сложенных пикритами. Датировки

³ Размеры контура предполагаемого нека на высоте Томтор-Тааса приводятся примерно, поскольку карты с подходящим вертикальным сечением рельефа нам недоступны. Но общее положение его несомненно точно. Предлагаю каждому, имеющему топокарты масштаба 1:100000, поправить контур.

этих пород, по данным К-Аг метода, образуют несколько кластеров, соответствующих этапам их внедрения.

В течение первой фазы формирования массива сказались его основная специфика – трещинный характер магматических тел. Вместо полнокристаллических оливинитов и пироксенитов, на этом этапе возникают субвулканические тела, сложенные породами близкими по составу к альнеитам. Они внедряются вне территории будущего массива Томтор, образуют силлы на реке Чымаара в гравелитах вендской томторской свиты, и дайки в доломитах рифейской улахан-курунгской свиты к югу от массива. В этом отношении характер магматизма первой фазы района Томтора сближается с породами, описанными в районе месторождения Маунтин-Пасс, Калифорния, и определяемыми как лампроиты [Castor, 2008]. Судя по химизму этих пород, суммированному в работе [Толстов, 1995], аналогичные соотношения окислов типичны и для пород Уджинской провинции.

Решающим подтверждением вулканогенного генезиса пород Уджинской провинции являются описания вулканогенных покровов, в которых перемежаются туфы, туффиты, песчаники и лавы. Вулканиды подвержены выветриванию с развитием по ним гидрослюд, смектитов, каолинита и гиббсита [Шамшина, Шпунт, 1975]. Поскольку речь идет об удаленном от массива Томтор районе, статья, указанная в ссылке, редко цитируется. Между тем покровная природа туфов и других вулканидов, описываемая в этой статье, возможно, особо значительна для установления вулканогенной природы вулканидов Уджинской антиклинали. Не менее значителен и вывод авторов о лампроитовой природе этих образований. Это соображение является важным доводом в дискуссии о возможности существования кимберлитов и лампроитов в связи с кольцевыми плутонами ультраосновных-щелочных пород.

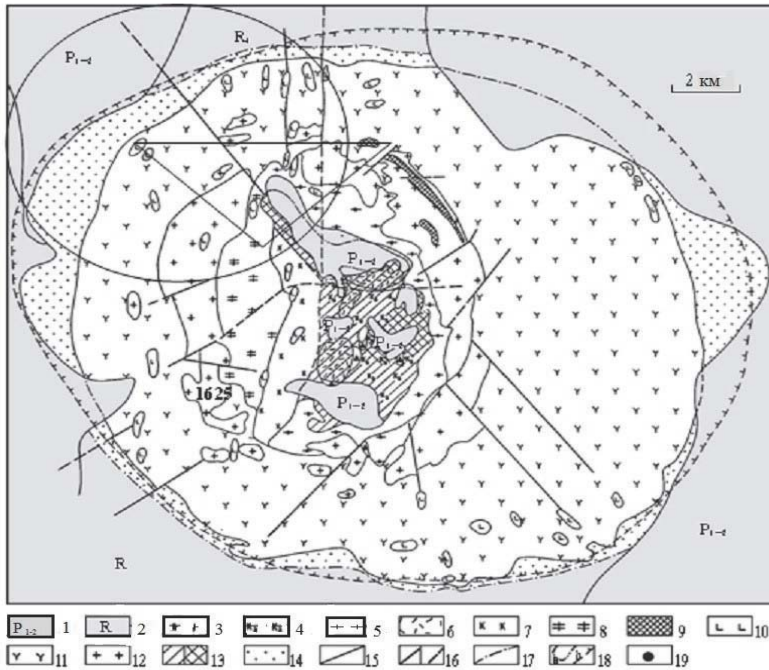


Рис. П-9. Геологическая карта массива Томтор. По [Панина, Рокотова, и др., 2016].

1 – недифференцированные пермские отложения (песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты), 2 – рифейские алевролиты; интрузивные и метасоматические комплексы 3-9 (3 – эксплозивные карбонатитовые брекчи, 4 – поликарбонатные карбонаты (доломитовые, анкеритовые, шамотитовые), 5 – калиевополевошпатовые апатитовые с шамотитом породы, 6 – слюдяные карбонатные породы (шамотит-анкеритовые и шамотит-кальцитовые), 7 – доломит-кальцитовые и кальцитовые карбонаты, 8 – калишпат-амфибол-карбонатные породы, 9 – кальцит-амфибол-карбонатные (с доломитом, кальцитом и анкеритом), 10 – альнепт-тингвайтовая серия (пикриты, альнеиты, пикритовые порфиры и лампрофиры), 11 – щелочные и нефелиновые сиениты, 12 – ультраосновные породы и фоидалиты (пироксениты, якупирагиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты), 13 – площади, закрытые осадочным чехлом, 14 – скарнизированные и мраморизованные породы, 15 – геологические границы, 16 – разломы (а – наблюдаемые, б – предполагаемые), 17 – границы массива (а – установленные, б – предполагаемые по аэромагнитным данным), 18 – границы массива (а – перекрытые осадочным чехлом, б – предполагаемые по гравиметрическим данным), 19 – буровая скважина 1625

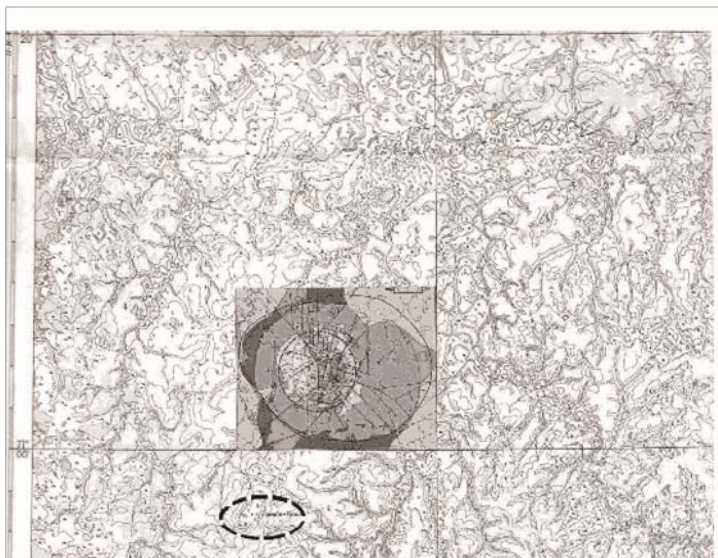


Рис. II-10. Положение центральной кольцевой структуры и предполагаемого эруптивного центра высоты Томтор-Тааса

Построение карты стало возможным благодаря кооперации с А. В. Толстовым, предоставившим геологическую карту массива, и, особенно, с В. И. Белоусовым, нанесшим на карту эти материалы. Крупная врезка – центральный кольцевой комплекс – см. рис. II-9, штриховой контур – предполагаемый эруптивный центр высоты Томтор-Тааса.

Ниже мы делаем попытку рассмотреть специфику эволюции ультраосновного-щелочного массива Томтор сравнительно с интрузиями Маймеча-Котуйской провинции.

В ходе второго цикла, когда массив уже сформировался, в качестве аналога магматических пород первой фазы выступают пикритовые некки. Содержание кремнекислоты в породах возрастает и можно сказать, что они в целом соответствуют щелочным габброидам (или относятся к шонкинитовой серии). Мне представляется почти очевидным, что в ходе последующего картирования массива будет установлено, что эти тела локализируются вдоль дуговых трещинных зон.

Конец каждого такого этапа характеризуется сменой анионного состава расплава, заменой силикатов вначале пентоксидом фосфора (P_2O_5), а затем CO_2 , и сопровождается образованием

мономинеральных комплексов чисто магнетитовых и чисто апатитовых пород и заменой силикатной магмы магмой рудной. Терминология для их обозначения не установилась. В геологическом глоссарии эти термины отсутствуют вообще [Bates, Jackson, eds. 1980]. При описании конкретных районов употребляемые для них термины варьируют: либо магнетититы и апатититы, либо магнетитолиты и апатитолиты. Я предпочитаю последний вариант терминологии. Именно с этим этапом связано образование карбонатитов. Заключительным становится водно-флюидный этап, с которым ассоциирована гидротермальная минерализация.

Одной из основных особенностей формационной принадлежности Томтора сравнительно с массивами Маймеча-Котуйской провинции является обилие нефелиновых сиенитов (рисчорритов). Они образуют внешнюю концентрическую зону массива. В соответствии с классификацией Л. С. Егорова, Томтор принадлежит к ийолит-карбонатитовым массивам со щелочно-салическим уклоном [Егоров, 1991]. Тут следует напомнить, что количественное (объемно-площадное) распределение пород различных фаз зачастую не является показателем формационной принадлежности. В Хибинах, которые сегодня почти единодушно причисляются к тому же переходному типу между ийолит-карбонатитовыми и апаитовыми нефелин-сиенитовыми массивами, присутствуют все породы группы ийолит-карбонатитовых плутонов, сформированные в типичной для них последовательности. Но на ультрамафические и несиликатные породы приходится менее 1% площади комплекса и резко преобладающие щелочно-салические дифференциаты отличаются от аналогов щелочно-ультраосновных ассоциаций. Здесь заметна автотасоматическая калишпатзация (рисчорризация) на всей площади. Последнее характерно и для Томтора.

Здесь мы подходим к одной из коренных проблем петрохимии изверженных пород. В своем классическом труде А. Н. Заварицкий разработал систему анализа петрохимии изверженных пород, исходя из исключительно силикатного и алюмосиликатного состава магматических расплавов [Заварицкий, 1950]. Он использовал систему петрохимических пересчетов, позволяющих прямо анализировать особенности пород, на основе состава порообразующих минералов. Эта работа А. Н. Заварицкого была основана на обобщении мирового материала по химизму изверженных пород, и, что особенно важно, предлагала стандарты

сравнения эволюции серий вулканических пород. В связи с этим она пользовалась огромным успехом у русскоязычных геологов в 1950-2000 годы. К сожалению, в связи со спецификой избранного подхода, совершенно выпали из рассмотрения магматические породы несиликатного состава – такие, как карбонатиты, магнетитолиты, нельсониты, апатитолиты. И поскольку считалось, что магматический расплав всегда сформирован силикатами и алюмосиликатами, эволюция анионного состава расплава не рассматривалась вообще. Одновременно имело место практически полное забвение статистических методов анализа химического состава изверженных пород.

В большинстве случаев в разделах отчетов, посвященных петрохимии изверженных пород, эволюция несиликатных расплавов не учитывалась или просто выпадала из поля зрения. Специфической чертой геологии и петрологической эволюции скарнов является их частая ассоциация с крупными практически мономинеральными массами магнетита. Понятие скарн было введено в связи с изучением магнетитовых месторождений Кируны. Именно здесь скарны и рассматривались как «отбросы». Позднее та же ассоциация была установлена и на железорудных месторождениях Урала. Магнетиты, слагающие эти тела, относятся к титаномagnetитам и содержат значительную примесь апатита. Обособление магнетитовых месторождений отражает общую эволюцию базальтового расплава, обнаруживающего так называемый феннеровский тренд. Физическая химия этого процесса была рассмотрена в статье А. А. Маракушева, Н. А. Панеяха и И. А. Зотова [Маракушев, Панеях, Зотов, 2011]. Авторами было показано, что феннеровский тренд приводит к обособлению значительных масс магнетита в ходе ликвации эволюционирующего силикатного расплава. Различие удельного веса магнетита и карбонатов играет большую роль в различной реакции на центробежные усилия. Попадая в поле вращения Земли, тяжелые расплавные фазы под воздействием центробежных сил приобретают момент вращения, что ведет к различной скорости их сепарации и отжимания на периферию системы (II-13).

Накопление магния на первой стадии однотипно для обеих провинций, Уджинской и Маймеча-Котуйской, и происходит как путем аккумуляции кристаллической фазы, так и без неё (то есть в ходе аккумуляции на ионном уровне).

Вторая фаза характеризуется постепенным накоплением железа. Маракушев и его соавторы, называют эту тенденцию ферромагнитным или феннеровским трендом эволюции, в противоположность боуэновскому тренду, при котором имеет место концентрация кристаллической фазы (рис. II-11) [Маракушев, Панеях, Зотов, 2011]. В итоге этого тренда происходит ликвация исходного расплава на две несмешивающиеся составляющие – магнетитовую и силикатную. Силикатная фаза на Кируне образует ту формацию, при описании которой был впервые употреблен термин «скарн» [Törneböhm, 1875]. Важным итогом сравнительного анализа было установление сходства петрологической эволюции массивов ультраосновных-щелочных пород и скарновых комплексов. В связи с петрохимией скарнов, мы попытались последовательно рассмотреть происхождение и эволюцию основных петрогенных окислов в связи с изменением состава анионной составляющей расплавов [Белоусов, Эрлих, 2010].

Л. С. Егоров во время визита на Томтор поздравил А. В. Толстова с первым описанием мелилита в породах массива. Этот курьезный перекоп в оценке значимости различных описаний показателей – разведчика, оконтурившего крупнейшее в мире месторождение редких металлов, Егоров поздравил не с этим выдающимся открытием, а с находкой нескольких зерен мелилита. Дело в том, что в это время Л. С. Егоров кончал монографию о мелилитовых породах Маймеча-Котуйской провинции, и находка мелилита на Томторе была очень интересна ему, как показатель сходства Уджинской и Маймеча-Котуйской провинций.

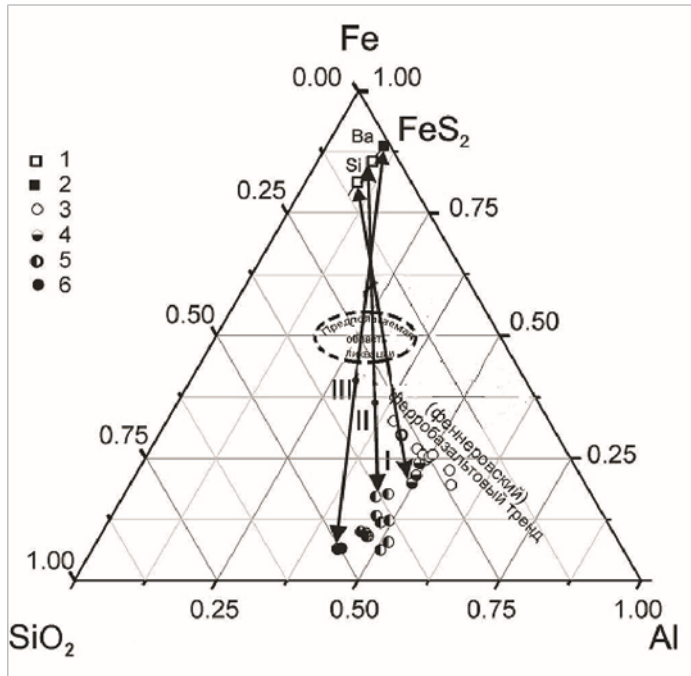


Рис. II-11. Накопление обогащенных железом масс в ходе эволюции базальтового расплава [маракушев, Панях, Зотов, 2011], модифицировано
 1–2 – ультражелезистые дифференциаты, подвергавшиеся флюидной сульфуризации (FeS_2), приведшей к образованию кварцево-колчеданных (1) (Si) и баритово- полиметаллических (2) (Ba) месторождений в вулканических комплексах,
 3 – базальты (крупные открытые кружки) и ферробазальты (мелкие черные кружки), 4 – андезиты, 5 – дациты, 6 – риолиты, распространенные соответственно на медных, медно-цинковых колчеданных и полиметаллических месторождениях. Остаточные значительные количества магния и железа в расплаве приводят к кристаллизации на этом этапе фазы, отвечающей по составу фоскоритам

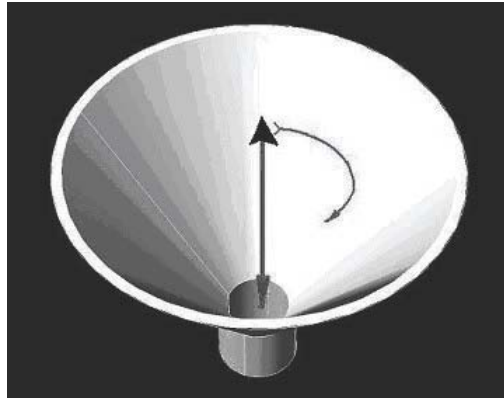


Рис. П-12. Схема центробежных усилий в центре и на периферии дуговой системы трещинных тел [Белоусов, Эрлих, 2010]. Черная стрелка на рисунке показывает направление центробежных усилий, развивающихся в структуре при перепаде давлений. Вертикальная стрелка показывает направление усилий при внедрении магмы, по-видимому вызывающее ударное воздействие, и просадке при образовании депрессионной воронки. Рисунок выполнен м. Эрлихом и В. И. Белоусовым

В расслоенных плутонах медленная глубинная дифференциация приводит к последовательной смене интрузивных фаз. Напротив, при ультраосновном вулканизме порции магмы практически мгновенно поступают на поверхность. Глубинная дифференциация исключает накопление кристаллического кумулята, и главной формой эволюции расплава становится несмесимость жидких фаз. В Скергаардской интрузии после удаления накопившегося в ходе дифференциации материала создается благоприятная обстановка для расслоения исходного расплава на две несмешивающиеся жидкости (ликвации) [Holness, et al., 2011]. Аналогичный процесс имеет место при формировании верхней части Бушельдского комплекса [Van Tongren and Mathez, 2012]. Широкое развитие ликвационных процессов подтверждено в работе Л. Н. Когарко, И. Д. Рябчикова и Х. Соренсена [Kogarko, Ryabchikov, Sorensen, 1979], где авторы обсуждают специфические условия ликвационных процессов на разных этапах развития магматизма. Магнетитолиты обнаруживают четко установленные признаки кристаллизации из вязкого расплава – активные рвущие контакты с вмещающими породами, столбчатую отдельность, свидетельствующую о быстрой кристаллизации [Фишер, 1954]. Обособление магнетитовых масс дает начало общему тренду

эволюции, характеризующемуся созданием серии пород анхимономинерального (или биминерального) состава. В этом отношении тенденция петрологической эволюции скарнов вполне подобна тенденции эволюции серий пород, слагающих массивы ультраосновного-щелочного состава.

Для наших объектов исследования следует принять другой эталон сравнения – район крупнейшего месторождения Маунтин-Пасс в Калифорнии, где речь идет не о плутогенном, а о вулканогенном комплексе. Приводимые С. Б. Кастором данные в точности совпадают с материалами по Томтору и особенно по Уджинскому поднятию в целом [Castor, 2008].

Расслоение исходного расплава не отражается в разделении летучей фазы. Появление на этой стадии эволюции нельсонитов свидетельствует об увеличении парциального давления P_2O_5 . Результатом этого является кристаллизация апатита. Прожилки гидротермального происхождения, секущие магнетитолиты, имеют тот же состав, что и минералы, содержащиеся в виде аксессуариев в магнетитолитах (флогопит, кальцит, апатит, магнетит). Изменение состава наступает позже, видимо, знаменуя резкое изменение состава летучей фазы, поступающей из глубинного источника. Именно с этим связана массовая кристаллизация апатитолитов. Образование самостоятельных тел апатитолитов приводит к истощению фосфатов в расплаве. Поскольку главным продуктом ликвации на раннем этапе являются магнетитолиты (или нельсониты), обоснованно предположение о том, что в них преобладают газы, поступающие из наиболее глубинных источников. Температура расслоения очень высока. По имеющимся данным, она составляет 800-1200°C. Главный пик на декрепетационных диаграммах магнетитов из этих тел соответствует 650°C, что отвечает температурам декрепетации магнетита из даек, сложенных якупирагитами и урритами, ассоциированными с этими телами [Аплов, Эрлих, 1980]. На сегодня самой распространенной гипотезой является то, что в составе газов на этом этапе преобладает водород. В магнетитах тела Онгкучах отмечаются прожилки кальцит-apatит-флогопитового состава. Тот же набор минералов выполняет гидротермальные прожилки, образовавшиеся после консолидации магнетитолитов как породы. Позже количество апатита и кальцита резко возрастает, когда формируются апатитолиты и карбонатиты. Такое резкое изменение

анионной фазы расплавов свидетельствует о поступлении новых порций летучих из глубинных источников.

Новая фаза дифференциации связана с поступлением новой порции глубинных флюидов, обогащенных Са и CO_2 . В Маймеча-Котуйской провинции эта фаза характеризуется аккумуляцией кристаллического мелилита. На Томторе в ходе этой фазы происходит формирование центрального карбонатитового ядра. О длительности этого процесса свидетельствует разброс К-Аг датировок минералов карбонатитов. Время формирования карбонатитового ядра, по данным Rb-Sr и К-Аг датировок, определяется кластером дат в интервале 413-382 млн лет, то есть на почти 100 млн лет позже формирования даек обрамления центрального ядра и южного ограничения массива.

Большую часть рудного тела месторождения Онгкучах слагают титаномагнетиты. Первая генерация титаномагнетита (титаномагнетит I) сложена зернистыми агрегатами ксеноморфной структуры. При увеличении $\times 500$ в титаномагнетите заметна тончайшая сетка ильменита, ориентированная параллельно (100) магнетита. Считалось, что первоначально сеточка состояла из ульвошпинели. Таким образом, титаномагнетит имеет структуру распада твердого раствора. Магнетит Томтора отличается от магнетитов большинства известных месторождений, связанных с ультраосновными-щелочными и карбонатитовыми массивами, низким содержанием магния и несколько повышенным содержанием титана и ванадия. Подобный магнетит описан в камафоритах Турьего мыса, Кандалакшская губа, Кольский полуостров [Булах, Иванников, 1984]. Магнетит II, в отличие от магнетита I, практически не содержит титана и представлен идиоморфными кристалликами октаэдрического габитуса размером свыше 0,055 мм. При общем однообразии состава в магнетите из разных комплексов пород наблюдаются вариации содержаний примесей титана и магния. Вблизи поздних кварц-карбонатных прожилков ильмениты образуют неправильные каплевидные псевдопластинчатые выделения и прожилковые агрегаты размером до 0,2-0,3 мм. Каплевидная форма выделений ильменита II, возможно, отражает ликвационные процессы, протекающие на этом этапе. Этот поздний ильменит (ильменит II) генетически связан с собирательной кристаллизацией сетчатых выделений ильменита I в ходе преобразования апатит-магнетитовых руд под действием карбонатного раствора. Ильменит II

ассоциируется с гематитом и располагается по краям поздних кварц-карбонатных прожилков. С краев ильменит II замещается микрозернистым агрегатом титановых минералов, среди которых при увеличении $\times 665$ различаются прожилки и иголки рутила.

Радиологический возраст магнетитовых руд, полученный по данным К-Аг анализа по флогопиту, составляет от 699 ± 31 до 800 ± 2 млн лет, что приближается к калий-аргоновым датировкам по фоидалитам из зоны дуговых даек и жил, окружающих центральное ядро массива Томтор [Энтин и др., 1990].

Эти данные образуют единый кластер К-Аг датировок калиевого полевого шпата из нефелиновых сиенитов (рисчорритов) из элювиальных развалов высоты Томтор-Тааса (образцы Т-41,3, ТМ-10, ТМ-13, Т-6, Т-5, значения абсолютных возрастов для которых соответствуют 614, 614, 675, 717, 804, 810 млн лет). По общему мнению, время начала формирования массива четко фиксируется датировками пород кольцевой системы даек, обрамляющей карбонатитовое ядро и даек ультраосновных-щелочных пород к югу от массива, и соответствует кластерам К-Аг и Rb-Sr датировок в интервалах 800-813, 710-725, 444-449 млн лет [Энтин и др., 1990, Эрлих и Загрузина, 1981]. Они совпадают со временем формирования Уджинской антиклинали в венде, непосредственно перед отложением томторской свиты, несогласно перекрывающей эродированные толщи рифея на обрамлении Уджинской антиклинали, и эпохе тектонической перестройки в период около 400 млн лет.

Одновременно в расплаве происходит повышение концентрации натрия, дающее начало процессу его нефелинизации, в ходе которой образуются породы ряда ийолит-уртит. Наблюдаемая на Томторе тесная ассоциация дайковой серии пород ряда ийолит-уртит с магнетитолиловыми телами подтверждает одновременность обогащения расплава магнетитовой и апатитовой фракциями с увеличением концентрации в расплаве натрия (то есть нефелинизации расплава). В крайнем выражении этот процесс приводит к образованию массивов апатитовых нефелиновых сиенитов.

Вопрос о нефелинизации детально рассматривался в связи с описанием щелочных пород Канады и Восточной Африки. Предполагалась возможность генезиса щелочных пород за счет гнейсов гренвилльской серии в результате реакции с гидротермальными эманациями магматического происхождения,

выделенными при охлаждении и кристаллизации гранитов [Gumner, Burr, 1946, Moyd, 1949]. Описанные позднее породы (нефелиновые сиениты, нефелиновые габбро) в канадской провинции Онтарио и сиениты, с текстурой несомненно магматического происхождения, имеющие постепенные переходы к гнейсовидным разностям, привели к гипотезе о магматическом их происхождении и развитии гнейсовидности в ходе гренвильской складчатости [Alkalic rocks, 1972]. При обсуждении природы этого процесса следует учесть, что породы ассоциации якупирангит-уртит образуют непрерывный ряд, характеризующийся накоплением щелочей в форме нефелина. В то же время отмечается, что каждому из типов пород отвечают расплавы соответствующего состава, способные к образованию самостоятельных интрузивных фаз. Непрерывность ряда и постепенность изменения химического состава пород, в частности, непрерывное нарастание содержания щелочей в пределах ряда, отражает общую нефелинизацию расплава, происходящую в ходе процесса, который Д. С. Коржинский определял как магматическое замещение [Коржинский 1952]. На диаграмме (рис. II-13) видно скачкообразное изменение содержания кремнезема по отношению к сумме $Al+Mg+\Sigma Fe$. С переходом от ультраосновных и щелочных пород к пироксен-нефелиновым породам мельтейгит-уртитового ряда доля глинозема по отношению к кремнезему и сумме $Mg+\Sigma Fe$ в среднем составе пород ийолит-уртитового комплекса Хибин такое же, как в ассоциации агпайтовых нефелиновых сиенитов. То же отношение окислов характерно и для нефелин-сиенитовых и нефелин-пироксеновых пород Тувы. В. А. Кононова считает, что только возрастание доли кремния должно привести к появлению нефелин-пироксеновых пород в этой ассоциации [Кононова 1976]. Однако такой подход представляется односторонним. Те же отношения могут возникнуть в ходе постоянного насыщения расплава нефелином в жидкой фазе.

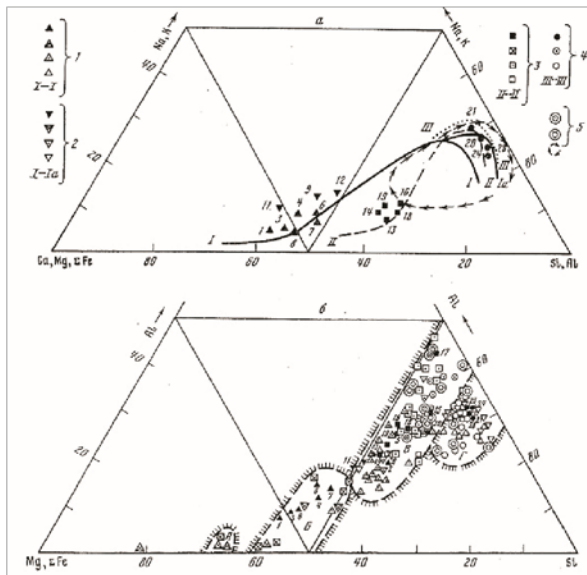


Рис. II-13. Эволюция химизма ассоциаций пород с участием якупирангит-уртитовой серии [Кононова, 1976]

Диаграммы соотношений породообразующих элементов

(в атомных количествах): а – $Ca+Mg+Si+Al$, б – $Mg+\Sigma Fe; Al+Si$.

магматические породы рассматриваемых ассоциаций: 1 – ультраосновных и щелочных пород, развитых на платформах, 2 – ультраосновных и щелочных пород, приуроченных к краевым блокам фундамента платформ, 3 – основных и щелочных пород, 4 – агнаитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов, 5 – фойяитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов. Знаки черного цвета – средние составы провинций, якупирангит-уртитовых серий и лав, знаки с крестиком – ультраосновные и основные породы, знаки с точкой – якупирангиты, знаки белого цвета – ювиты, малиньиты, нефелиновые, щелочные, канкринитовые сиениты.

Линиями I-I, I-Ia, II-II, III-III показаны ряды или поля, образуемые породами рассматриваемых ассоциаций

Вполне вероятно, что пережимы, отмечаемые на (рис. II-13), отражают отдельные стадии интрузивного процесса. Состав пород якупирангит-уртитового ряда обнаруживает прямую зависимость от исходной силикатной матрицы, в частности, породы якупирангит-уртитовой серии из ультраосновных-щелочных массивов намного богаче кальцием, и беднее щелочами, чем те же породы из других ассоциаций.

На диаграммах обращает на себя внимание дискретность полей фигуративных точек химических составов щелочных пород,

локализованных на тектонически-различном субстрате. Анализируя эти диаграммы, можно прийти к выводу, что пережимы между кластерами отражают удаление из расплава аккумулятивной кристаллической фазы.

Главным отличием серии пород, связанных с южным центром (высота Томтор-Тааса), является отсутствие центрального карбонатитового ядра и обрамляющей его системы дуговых даек пород ийолит-уртитового состава. Интрузивные тела, образующие центральную кольцевую структуру, характеризуются резким преобладанием K_2O над Na_2O . В противоположность этому породы южной кольцевой структуры характеризуются господствующим натровым составом щелочей.

Сохранение гидротермальными прожилками того же состава минералов, который характерен для магнетитолитов показывает, что после расслоения исходных расплавов условия на глубине сохраняются прежними. Подъему соответствует рост температурного градиента. Магма на глубине испытывала ликвацию с отделением серии расплавов ограниченно-смесимых с карбонатитовым: вначале силикатно-окисно-фосфатным, затем окисно-фосфатным и, наконец, чисто фосфатным. При этом все элементы, которые считаются специфичными для карбонатитов (ниобий, тантал, цирконий, уран, торий), а также фтор и частично стронций и барий концентрировались в фоскоритовых фракциях [Егоров, 1991]. Присутствие их в карбонатитах, по мнению Егорова, было обусловлено процессами ассимиляции фоскоритов карбонатитовыми расплавами. С расслоением каждой отделившейся фракции по мере её продвижения к поверхности была связана последовательная ликвация (рис. II-14).

В распоряжении Л. С. Егорова был богатейший материал Маймеча-котуйской провинции, который он знал досконально. Он описал в карбонатитах этой провинции текстуры ликвационного расслаивания с обособлением апатитовых шлиров. Помимо прочего, он блестяще владел литературными данными по всему кругу проблем, связанных с петрологией ультраосновных-щелочных массивов.

Представляется, однако, что увлечение ликвационными процессами несколько преувеличивает их роль. Альтернативной гипотезой может служить предложенный выше учет возможной роли накопления химических изменений в ходе молекулярной

миграции, при которой возникают те же изменения химизма, что и во время аккумуляции кристаллической фазы.

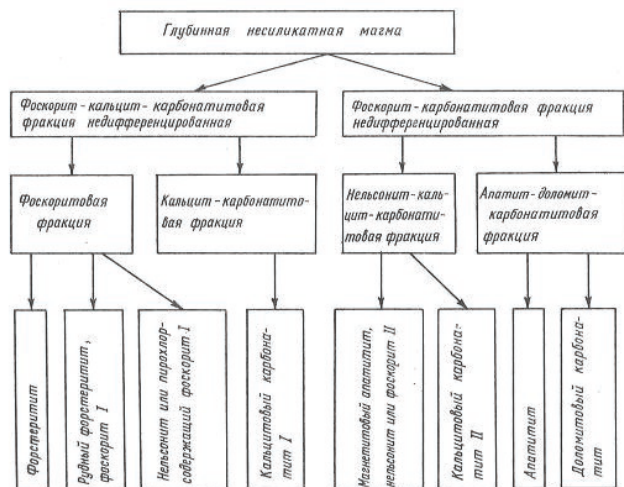


Рис. II-14. Схема последовательной серии ликвационных процессов, иллюстрирующая эволюцию расплавов ультраосновного-щелочного состава [Егоров, 1991]

Единство химизма основных стадий дифференциации в Маймеча-Котуйской и Уджинской провинциях при тождественности результирующих фаз свидетельствуют в пользу единого механизма процесса.

Условия несмесимости в разных частях дифференционного тренда исследованы в разной степени. Несмесимость магнетитовых расплавов изучалась на многих примерах и с разных сторон, чего нельзя сказать о карбонат-силикатных расплавах. В этом отношении важно сослаться на работу А. В. Лапина [Лапин, 1983].

Отсутствие апатит-магнетитовых проявлений на Томторе отмечалось Е. М. Эпштейном. В то же время он упоминает, что нельсонитовые обособления встречаются на Томторе в виде небольших линз в форстерит-кальцитовых карбонатитах. Другими словами, в ультраосновном-щелочном комплексе пород (ультрамафиты, ийолиты, карбонатиты), в представлении данного автора, на Томторе отсутствуют или почти отсутствуют две из трех породных групп (ультрамафиты и ийолиты) и за этот счет резко

возрастает количество пород третьей группы (карбонатиты). Также им отмечена «тенденция к образованию мономинеральных пород в ходе формирования латеральной зональности рудоносных комплексов» [Эпштейн, 1994].

Определения пород варьируют, поскольку они сильно изменены. Относительно малоизмененные породы, слагающие дайки вдоль южного контакта массива, определяются как нефелиновые базальты. Породы, слагающие штоки в самом массиве, обычно определяются как пикриты, но они принадлежат не к ультраосновным породам, а к измененным щелочным габброидам. Характерно практически полное отсутствие пегматитов и пегматитоподобных пород в массиве. Последнее, наряду с присутствием крупных блоков ксенолитов вмещающих пород (подобных тому, что были вскрыты скважиной в районе непосредственно к западу от озера Боронгко), служат явным свидетельством того, что массив формировался в гипабиссальных условиях. Присутствие дугообразных останцов кровли описано на Гулинском массиве (Маймеча-Котуйская провинция, Сибирская платформа) и на массиве Магнет Ков (США).

Таким образом, можно говорить о наличии в районе, следов, по крайней мере, двух циклов вулканизма, каждый из которых начинается с извержения ультраосновных магм, и далее следуют последовательные фазы вулканизма, в целом соответствующие по составу плутоническим этапам Маймеча-Котуйской провинции.

Механизм «отжимания» рудных магнетитолитов на массиве Томтор, по всей видимости, иной, чем на Кируне и Магнитке. Там отжимание рудного расплава происходило, по-видимому, под действием региональных тектонических усилий, а на Томторе оно развивалось в результате действия центробежных сил, возникающих в процессе образования депрессионной воронки (рис. 14). Перепад давлений между центром кольцевой системы и её окраиной создает момент вращения, в результате чего образуется структура типа «вулканического торнадо» [Викулин, 2008]. Именно в связи с этим здесь возникает дуговая система жил и даек нефелин-пироксеновых пород и магнетитолитов, обрамляющих центральное карбонатитовое ядро. За счет этого происходит «разгон» различных по удельному весу фракций расплава, и образуется система типа т. н. вулканического торнадо.

Тела магнетитолитов четко выражены в магнитном поле системами положительных аномалий, что хорошо видно на рис. П-10.

В магнетитах тела Онгкучах отмечаются прожилки кальцит-апатит-флогопитового состава. Общие прогнозные запасы месторождения Онгкучах составляют 1 млрд тонн железа [Толстов, 1994].

Магнетитовая лава и сложенные магнетитом питающие дайки описаны на вулкане Эль Лако в чилийских Андах. Они характеризуются столбчатой отдельностью, свидетельствующей о быстром росте кристаллов из пересыщенного расплава. Подобные же столбчатые выделения магнетита были найдены в двух других железорудно-апатитовых месторождениях в меловом поясе в Чили, протягивающемся на 600 км вдоль Тихоокеанского побережья, и в раннепротерозойском месторождении Кируна в Швеции. Предполагается, что наличие столбчатой отдельности характерно для магнетита, выделяемого из расплава [Nystrom, Henriquez, 2008]. Вулканогенный генезис имеет месторождение Серро де Меркадо, штат Дюранго, Мексика [Lyons, 1988].

Интересно присутствие в осадочных породах дендритовидных зерен магнетита, трактуемых как пепловые обломки, осажженные из туч. Существование вязкой рудной лавы и руд пирокластического происхождения со всей очевидностью показывает, что руды сформировались в ходе вулканического процесса. Указания на отложение пирокластического магнетита из пепловых туч имеется в описаниях магнетитовых руд Гороблагодатского месторождения на Урале [Кузнецов, 2008]. Только так можно объяснить упоминаемое автором периодическое чередование слоев мелкозернистого магнетита со слоями осадочных пород. Не исключено, что аналогичное происхождение имеют упомянутые выше магнетиты рудного тела Онгкучах, составляющего часть кольцевой системы жил и даек, обрамляющей карбонатитовое ядро массива Томтор [Erlich, Tolstov, 2013].

Все апатиты обогащены фтором, обеднены хлором и образованы в ходе кристаллизации при высоких температурах. Концентрация редких земель в апатитах широко варьирует от $LaN = 700-2000$ по хондриту, но обнаруживают постоянную тенденцию к фракционированию ($LaN/ LuN = 10-20$) с малой или умеренной отрицательной европиевой аномалией. Нельсониты Лабрейевиля и их апатиты согласны с моделью кристаллизации в высокоокислительной среде. Р. Ф. Димек и Б. Е. Оуэнс [Dymek and Owens, 1996] отмечают, что их полевые наблюдения, исследования минералогии и геохимии свидетельствуют о том, что нельсониты и

оксид-апатиты габброноритов не связаны между собой генетически. Физико-химические основы процесса расслоения исходной магмы на несмешивающиеся расплавы разобраны в работе А. Р. Филпоттса [Philpotts, 1967]. Доводы в пользу магматического генезиса магнетитов Кируны рассмотрены Р. Фишером [Фишер, 1954].

Второй вид интрузий, с которыми ассоциируются нельсониты, также представляют собой мономинеральные породы – анортозиты. Таковы уже упоминавшиеся массивы Шато-ривер и Лабрейвилль в Квебеке, массив Росланд, штат Вирджиния, и Картедж, штат Нью Йорк [Dymek and Owens, 1996].

Способность к расслоению родоначальных расплавов повсеместно проявляется при одном условии – дефицита кремнекислоты. Но состав ликвирующих фаз различен в зависимости от количества вновь поступившей анионной фазы. В случае Кируны, когда расплав просто обогащен окисными компонентами, состав ликвирующей фазы отвечает магнетитам. В других случаях при привносе P_2O_5 состав ликвирующей фазы соответствует нельсонитам. Нельсониты, по сегодняшним данным, на Томторе отсутствуют. Ликвация тут, как и на Кируне, приводит к отделению магнетитолитов. Но в любом случае, как это следует из приведенной на рис. П-13 диаграммы [Маракушев, Панях, Зотов, 2011], ликвация происходит на глубинном уровне, как результат накопления окислов железа в родоначальной магме.

Расслоение несиликатных расплавов типа Кируны происходило в условиях относительно незначительного количества P_2O_5 (максимальное количество апатита в рудах Кируны 30%, в то время как в нельсонитах оно колеблется от 30 до 60%) и достаточно больших количеств остаточного силикатно-алюмосиликатного расплава, так что расслоение происходило в окисных условиях. Но в любом случае это является переходом к новому этапу магматического процесса – образованию несиликатных магм. В литературе есть указания на ильменит-пироксеновый состав ликвировавшей фазы [Green and Sobolev, 1975]

А. В. Лапин описал в качестве доказательства ликвации орбикулярные или овоидные структуры «капли» в основном форстерит-магнетитового состава в форстерит-кальциевых карбонатах [Бородин, Лапин, Харченков, 1973]. Однако, Е.М. Эпштейн говорит, что ликвации этих капель противоречит резкая невыдержанность их количественно-минералогического состава:

магнетит составляет в них от 5 до 90%, даже в образцах из одного и того же шурфа. Как возражение против ликвационного генезиса Е. М. Эпштейн приводит также резко варьирующее соотношение мощностей апатит-форстерит-магнетитовых линз и синхронных им карбонатов в слюдитах штокверковых зон массива Вуориярви, где Н. А. Данильченко обнаружил орбикулярные выделения существенно флогопитового состава [Эпштейн, 1994]. Вне зависимости от признания ликвационного генезиса, исследования показали наличие среди магнетит-апатитовых руд массивов Ессей и Ковдор включений расплавно-типа в минералах железных руд и карбонатитов, что свидетельствует о кристаллизации их из жидких расплавов [Панина, Шацкий, 1973, Харламов, 1978].

Подводя итоги, можно отметить однотипный характер эволюции химического состава пород Маймеча-Котуйской и Уджинской провинций и тождественность её с эволюцией скарновых комплексов. Это последнее делает естественным применение к дифференциации формации ультраосновных-щелочных пород идей, разработанных для генезиса скарнов [Коржинский, 1941]. Идентичность дифференциации магм ультраосновного-щелочного состава и скарнов, для которых ионнообменный характер эволюции химизма общепризнан, позволяет определить механизм этого процесса. Приведенные данные показывают, что в течение всего хода эволюции дифференциация происходит в равной мере как в форме аккумуляции кристаллической фазы и последующего удаления её из расплава, так и в ионной форме.

Эволюция состава пород аккумулятивных серий является отражением эволюции кристаллической фазы. В этом отношении характерна смена форстерит-содержащих (то есть существенно магниевых) кумулятов наиболее ранней фазы эволюции магмы Маймеча-Котуйской провинции мелилитовыми (то есть существенно кальциевыми) кумулятами второй фазы.

Тождественность состава конечных продуктов и химической обстановки основных этапов дифференциации делает обоснованным допущение единой природы процесса, связанного с аккумуляцией летучей фазы. Выше говорилось о том, что кристаллизационная дифференциация не распространена на Томторе. Её место занимает другой процесс, связанный с аккумуляцией летучей фазы и её воздействием на расплав. Таким механизмом может служить аккумуляция в ионной форме, как это общепризнанно для скарновых

комплексов. Поэтому важно отметить ряд черт, связанных с этим моментом эволюции. Известно большое распространение ликвации, расслоения исходного расплава. Природа этого процесса изучена экспериментально при описании включений в минералах, и физико-химические его параметры рассмотрены теоретически. Состав газов изучен слабо, но его можно реконструировать, используя состав минеральных фаз гидротермальных прожилков, секущих магнетитолиты главного рудного тела. Обычной является ассоциация флогопит-кальцит-апатит-магнетит, то есть та же, что характерна для вторичных минералов магнетитолитов. Это является прямым указанием на сохранение в ходе подъема из глубинного очага каждой отделившейся фракции карбонатитовой магмы.

В общем идея переноса материала в ионной форме в процессе эволюции ультраосновных-щелочных магм формулируется впервые, но практически к признанию её сводятся приведенные выше высказывания о ферромагнитном (феннеровском) тренде [Маракушев, Панях, Зотов, 2011] эволюции базальтовых расплавов и их нефелинизации [Кононова, 1976].

Глава II-3. Кимберлиты и лампроиты

В 1872 году был описан новый тип породы, в которой встречались алмазы, и он получил название кимберлит по имени близлежащего города, носившего, в свою очередь, имя английского губернатора. Позднее, с 1887 года, новый термин официально вошел в научную литературу и с тех пор пошел гулять по свету.

Уверовав в магическую силу самого имени Кимберли, суеверные старатели использовали его в разных районах мира, привлекая удачу. Именем *Кимберли* называется алмазоносный район в Западной Австралии, название *Американский Кимберлит* получил самый большой потенциально алмазоносный участок в штате Арканзас в США – это только два из многих примеров.

Вопрос о природе кимберлита долгое время был предметом острых дискуссий. Основные находки южноафриканских кимберлитов были сделаны в долинах рек, где в речных отложениях присутствовало много округлых выделений, которые легко было принять за гальки. Видимо, по этой причине сами кимберлиты рассматривались просто как осадочные породы. Драматизм споров о природе кимберлитов ярко отражает эмоциональное высказывание одного из ранних исследователей конца XIX века: «Кимберлиты определенно представляют собой осадочные породы. Если будет доказано обратное, я буду считать, что напрасно прожил свою жизнь». До выхода в свет классического труда А. Вагнера, неоспоримо доказавшего, что кимберлиты – вулканические породы, оставалось 15 лет...

Обнаружение связи нового типа пород с определенным типом геологических тел – диатремами или трубками привела к признанию исключительной связи алмазности с вулканическими процессами – взрывной стадией общей эволюции магматизма [Wagner, 1914, Williams, 1932].

За столетие изучения алмазных месторождений внесен огромный вклад в геологические науки. Данные по петрологии и минералогии кимберлитов сведены в классических исследованиях Дж. Б. Доусона [Dawson, 1964, 1980] и Р. Митчелла [Mitchell, 1986].

В настоящее время под кимберлитами в прямом смысле слова, при всей разнице принятых классификаций, подразумеваются породы, образованные в ходе интрузивного процесса. В то же время диатремы, сложенные кимберлитовыми породами, столь характерны, что некоторые авторы [Дютойт, 1957, Williams, 1932] говорят о «кимберлитовой текстуре», понимая под этим эруптивные брекчии и туфобрекчии.

Предполагается, что образование кимберлитовых расплавов происходит по одному из трех механизмов:

- образование кимберлитовых расплавов при частичном (менее 1%) плавлении карбонатизированных пород верхней мантии (лерцолитов, гарцбургитов);
- образование кимберлитовых расплавов при взаимодействии материала мантии с летучими компонентами при их миграции из более глубоких зон Земли;
- образование кимберлитовых расплавов в ходе плавления комплексов, состоящих из метасоматических жил с высоким

содержанием щелочных карбонатов и вмещающих их верхнемантийных пород [Кимберлит, <http://ru.wikipedia.org/w/index.php>].

Нелишне отметить, что во всех перечисленных путях образования кимберлитовых расплавов, предполагается большое и прямое присутствие в них карбонатов.

Было установлено, что формирование кимберлитовых тел не обнаруживает никакой связи с процессами субдукции ни пространственно, ни во времени [Newton & Gurney, 1975, Williams & Williams, 1977]. На этом фоне можно считать курьезом работу [Сорохтин, Ушаков, 2002] в которой детально анализируется генезис алмазоносных кимберлитов с точки зрения тектоники плит.

Важнейшим шагом по выяснению закономерностей структурной локализации кимберлитов послужила статья Т.Н. Клиффорда [Clifford, 1966], доказывавшая связь кимберлитов с кратонами. Предполагалось, что формирование кимберлитовой магмы соответствует времени крупнейших структурных преобразований – кратонизации коры этих структур (правило Клиффорда). При этом имелись в виду исключительно древние платформы, кратонизация которых происходила в докембрийское время. Эта идея была взята на вооружение поисковыми компаниями.

Однако анализ пространственного распределения кимберлитов показывает несостоятельность идеи о связи кимберлитов исключительно с древними платформами. Начнем с того, что древнейшие по времени алмазные разработки располагались в той части острова Борнео, которая является типичным срединным массивом [Соболев, 1951]. Точно такими же срединными массивами являются Чешский массив [Копецкий, 1960], плато Колорадо и Вайомингский кратон. Таким образом, речь должна идти о совпадении времени образования кимберлитовой магмы на глубине со временем кратонизации (вне зависимости от времени её завершения и размера блока новообразованного кратона). Это правило подтверждено открытиями кимберлитовых трубок на срединных массивах в зоне перехода от океана к континенту на российском Дальнем Востоке [Исозов, Коновалов, Емельянова, 2000], лампроитов на срединном массиве центрального Памира [Дмитриев, 1974] и алмазных месторождений в метаморфитах срединных массивов Казахстана [Абдукадырова и Зайончковский, 1996]. Ранее было отмечено, что в пределах кратонизированных блоков

локализация кимберлитов определяется зонами глубинных разломов, являющихся глубинными сдвигами [Воронов, Эрлих, 1962]. В общей форме эта закономерность была сформулирована в труде [Erlich, Hausel, 2002].

Поскольку вопросам генезиса кимберлитовой формации посвящена огромная литература, здесь эта проблематика рассматривается на основе материалов по минералогии алмазов и пикроильменита.

Представляется, что рассмотрение вопросов генезиса этих двух минералов даст материал для оценки роли летучей фазы в процессе эволюции магмы.

Говоря об эволюции химизма кимберлитового расплава, следует иметь в виду постоянное присутствие карбонатов в составе кимберлитов. Традиционно в работах российских авторов они обычно рассматривались как результат вторичных изменений, карбонатизации сформировавшихся пород. Исследования последних десятилетий показали постоянное присутствие в кимберлитах карбонатитовых жил, сформировавшихся на завершающих этапах формирования кимберлитовых тел. Такие жилы описаны в трубке Премьер (Южная Африка), в сибирских трубках Мир, Айхал, Удачная, Таежная.

Изотопные отношения Sr^{87}/Sr^{86} в карбонатитовых дайках кимберлитовой трубки Премьер составляет 0,7029 [Пауэлл и др., 1969] и близко к среднему значению изотопного отношения в карбонатитах. В то же время в сравнении с типичными карбонатитами породы даек характеризуются относительно низким содержанием стронция, высоким отношением Ba:Sr, а также значительными примесями Ni и Cr.

Кальцит-серпентинитовые дайки – продукты кристаллизации остаточного расплава, который отделяется как самостоятельная фаза. Дайки прослеживаются на глубину более 500 метров и на глубине некоторые их участки приближаются по структуре к кимберлитам, в особенности к их поздним карбонатитовым интрузивным фазам [Robinson, 1975]. Для обозначения пород, переходных от группы кимберлитов и альнеитов были введены термины «кимпикриты» и «альпикриты». Эти два типа пород рассматриваются как конвергентные между кимберлитами и альнеитами, с одной стороны, и карбонатитами с другой [Фролов, Лапин, Толстов, и др., 2005, Толстов, 2006]. Авторы приведенных работ вплотную подошли к

решению проблемы соотношения кимберлитовой и карбонатитовой магм. Поскольку все данные говорят о том, что карбонатитовый комплекс входит в состав кимберлитового расплава, можно говорить о существовании единой кимберлит-карбонатитовой протомагмы.

Предлагаемое в работе [Милашев и др., 1963] деление процесса кимберлитового вулканизма на фазы условно. Гипотеза о связи алмазов с трансмагматическим потоком глубинных флюидов снимает основные противоречия в гипотезе связи алмазообразования с процессом кимберлитового вулканизма.

Ильменит в кимберлитах представляет его разновидность – пикроильменит, для состава которого характерно резко повышенное (до 17%) содержание магния. Он присутствует в кимберлитах в двух формах – в виде так называемых родственных включений, овоидных желваков размером 0,5-15 см в диаметре, погруженных в собственно кимберлит, и мелких выделений той же овоидной формы, рассеянных в основной массе кимберлита. Таким образом ильменит отражает условия формирования кимберлитов и на интрателлурической и на интрузивной стадиях.

Я столкнулся с пикроильменитом при изучении кимберлитовых тел так называемой Укукитской группы в бассейне среднего течения р. Укукит, содержащих необычно большое количество пикроильменитовых желваков [Эрлих, 1959]. Приводимый ниже текст – цитата из этой статьи:

«Ильменитовые включения в телах Укукитской группы составляют по визуальной оценке до 10% объема кимберлитовых тел. Размеры их колеблются от 0,5 см до 15 см по длинной оси. Характерной чертой состава ильменитов является повышенное содержание в них магния. С высоким содержанием магния связано наблюдаемое в тонких сколах «двупреломление» ильменита – просвечивание в буро-красных тонах при погружении в иммерсионную жидкость. С изменением содержания Fe^{3+} резко изменяется удельная магнитная восприимчивость и пропорционально – удельный вес. Это указывает на отсутствие в нем примесей магнетита. Следовательно, магнитные свойства ильменита обусловлены вхождением в его решетку Fe^{3+} . Учитывая это, а также то, что ильменит, близкий к кричтониту, практически немагнитен, следует принять цитируемое П. Вагнером [Wagner, 1909] объяснение Когена, сводящееся к тому, что ильменит в кимберлитах представлен изоморфной смесью $MgTiO_3$, Fe_2+TiO_3 , и $Fe_2+Fe_3+O_3$. По данным спектральных анализов, для ильменитов

характерна постоянная примесь V и Cr в количестве 0,2-2%; в ряде проб установлено повышенное содержание La и Ce (0,3-0,5%) и в отдельных пробах Nb до 0,1%. Но содержание этих элементов в ильмените крайне непостоянно и сильно колеблется даже в пределах одного и того же кимберлитового тела. Ясно выраженная спайность в ильмените отсутствует, для него характерен раковистый излом. Граница между ильменитовыми желваками и вмещающим кимберлитом резкая, но извилистая, а местами она имеет мелкозубчатую форму, вследствие коррозии ильменита при процессах позднейшего изменения. Однако размеры зубчатости всегда несоизмеримы с общими размерами желвака, и обнаруживается зубчатость лишь при изучении в прозрачных и полированных шлифах под микроскопом. Часто встречаются желваки неправильной формы, с общими округлыми очертаниями и многочисленными вмятинами, свидетельствующими о пластической деформации ильменитового желвака. Многие желваки содержат включения серпентитовых псевдоморфоз по кристаллам оливина, размером от 0,5 до 3 см. Форма таких псевдоморфоз различна, от округлых зерен неправильных очертаний до идиоморфных кристаллов, сохранивших реликтовую зональность. Поверхность соприкосновения их с ильменитом резкая, матовая, они как бы отпечатываются во вмещающем их желваке. В то же время такие включения обычно пересечены прожилками ильменита, исходящими из основной массы желвака. Это, со всей очевидностью, указывает на то, что кристаллы оливина погружались в жидкий ильменитовый расплав. Оливиновые включения, находящиеся в ильменитовом желваке, близ его границы с кимберлитом, характеризуются идиоморфностью кристалла в той его части, которая контактирует с ильменитом желвака, и округленностью очертаний, совпадающих с контуром желвака, на контакте этого включения с кимберлитом. Это указывает на совместную механическую деформацию кристаллов-включений и желвака в твердом состоянии.

Всё отмеченное указывает на ликвацию ильменитового расплава. Время такой ликвации можно определить достаточно точно. Она произошла до экструзивного выжимания кимберлита в пределах магматического очага, по-видимому, позже кристаллизации оливина первой генерации. Выделившиеся нодулы продолжали оставаться в жидком состоянии и в самом начале экструзивной стадии, при кристаллизации оливина второй генерации; на это указывает

ксеноморфизм ильменитовых желваков по отношению к оливиновым кристаллам в кимберлите, пластически деформирующих ильменит желвака по поверхности соприкосновения».

Вокруг ряда желваков наблюдается кайма мелкочешуйчатого серпентина, реже слюды. Иногда такая кайма охватывает не весь желвак, а часть его. В то же время рассекающие желваки серпентинитовые и слюдяные прожилки, исходящие из основной массы кимберлита, секут и подобную оторочку, что указывает на образование её до общей серпентинизации или флогопитизации породы за счет выделения летучих из самого желвака при его застывании».

Возможность ликвации расплава, обогащенного Fe_2O_3 и TiO_2 , в ультраосновной магме была экспериментально показана Р. Фишером [Fisher, 1954].

Отделение ильменитового расплава при, ликвации тождественно ликвации магнетитового расплава при образовании скарнов. Соответствующими примерами могут быть названы образования железорудных скарнов Кируны (Швеция), Урала (скарны гор Магнитная, Высокая, Благодать) или магнетитолитов массива Томтор.

Рассмотрение структуры желваков и некоторых особенностей их формы и положения в пределах кимберлитовых тел указывает на то, что ильменитовые желваки, на стадии экструзивного внедрения кимберлита, находились уже в твердом состоянии и подверглись интенсивной деформации. Здесь, прежде всего, следует отметить общую уплощенность желваков, причем ориентировка уплощенности полностью совпадает с направлением контакта тела.

Структура желваков обнаруживает полную серию переходов между монокристаллической и аллотриоморфнозернистой. Устанавливается прямая зависимость нарастания степени поликристалличности от увеличения уплощенности желвака. Параллельно в желваке развивается система трещин, ограничивающих отдельные зерна и блоки зерен. Форма таких блоков – неправильная, полигональная; поверхность – матовая, гладкая. Имеются два типа возможного положения мелкокристаллических участков: 1) вдоль зон повышенного давления, где они образуются в результате микробрекчирования крупного кристалла под давлением; 2) в центральной части желвака и вдоль его уплощенных краев, т. е. опять-таки в участках максимальных напряжений, возникающих при боковом давлении на твердое тело желвака.

При изучении аншлифов можно отчетливо наблюдать раскристаллизацию крупных монокристаллов ильменита в результате давления и образование одновременно гаснущих блоков. На периферии реликтов крупных зерен отмечается волнистое погасание; здесь же возникают полисинтетически-сдвойникованные участки, ориентированные вдоль зон дробления.

В крупных монокристаллических желваках, имеющих правильную овальную форму, зачастую появляется отдельность, перпендикулярная длинной оси желвака. Одновременно с раскристаллизацией, по-видимому, происходило перераспределение вещества в ильмените. Только этим можно объяснить тот факт, что при полной однородности слагающих желваки крупных монокристаллов наблюдались различные по физическим свойствам и химическому составу зерна. Наряду с бело-серым ильменитом того же типа, что и в крупных кристаллах, появляется несколько отличный от него по твердости ильменит, имеющий в полированных шлифах желто-серый цвет. Химический анализ этого ильменита показал резко пониженное содержание в нем магния при сильно возросшем содержании в нем Fe^{3+} , чем и объясняется, скорее всего, его специфический цвет. В отличие от крупнокристаллического немагнитного ильменита, эта разность отчетливо магнитна. По форме и размерам желваки ильменита аналогичны выделениям так называемых родственных включений, в частности, пироба, однако генезис слагающего желваки материала принципиально различен. Пироб, очевидно, выделялся в ходе кристаллизации из расплава, в то время как ильменит явился результатом ликвации. На интрателлурической стадии образуются характерные для кимберлитов родственные включения в виде мономинеральных желваков пироба, хромдиопсида.

Алмаз. Ряд противоречивых черт кристаллов алмаза вызвал дискуссию об их природе и соотношении с кимберлитами. С одной стороны, кристаллы сохраняют тонкие черты своей морфологии и отмечается связь степени алмазоносности кимберлитов с характером их химизма [Милашев, 1989], что свидетельствует в пользу их порфировкристаллического генезиса. С другой стороны, резкая разница в возрасте включений в алмазах, времени внедрения кимберлитов и отчетливые следы пластической деформации кристаллов алмазов являются подтверждением их ксеногенной природы.

В начале XX века упоминались единичные находки зерен алмаза в базальтах Австралии и Южной Африки. Эти находки были сделаны в платформенных областях. Сама возможность присутствия алмаза в вулканиках островных дуг и сходных с ними геотектонических систем начисто отрицалась.

Ситуация изменилась после находок одиночных зерен алмаза в плагиобазальтах вулкана Малый Паялпан [Кутыев, Кутыева, 1975] и последующих находок алмазов в базальтах Толбачинского дола.

Важнейшей областью, где изучение кимберлитов принесло большие результаты, было исследование содержащихся в них так называемых родственных включений, к которым примыкает и сам алмаз. Это – округлые моно- и полиминеральные агрегаты, которые включают пироп, энстатит, хромдиопсид, эклогиты, перидотиты. Эти исследования требовали в буквальном смысле слова ювелирной техники исследования. Достаточно сказать, что одной из областей этих исследований явилось определение радиометрического возраста алмазов путем датировки микровключений в них. В итоге были получены датировки, показавшие огромную разницу в возрасте образования кимберлитовых расплавов и времени их внедрения в кору и образования кимберлитовых диатрем. По состоянию на 2001 год почти все радиометрические датировки алмазов, полученные разными методами, попадают в интервал времени 3.3 Ga – 920 Ma [Erlich, Hausel, 2002].

Экспериментальные исследования показывают котектические отношения алмазоносных эклогитов кимберлитовой трубки Удачная. На основе изучения образцов был получен тренд, соответствующий гранат-пироксеновой котектике [Бутвина, 2003].

В центральных зонах кристаллов алмаза присутствуют мелкие, менее 50 мкм, включения троилита, пирротина с повышенным содержанием никеля (0,6-8,6%), в некоторых случаях цинка (до 0,5%), вюститита без существенно изоморфических примесей (иногда с повышенным содержанием кремния (6,9%) и никеля (1,9%)). Включения типа «алмаз в алмазе» образуют мельчайшие включения до 5 мкм. Кроме указанных биминеральных парагенезисов, он содержит троилит+самородное железо (без элементов-примесей), пирротин+вюстит+SiO₂, пирротин+омфацил; сульфиды железа (троилит+пирротин) в тесной ассоциации с вюститом. Парагенезис вюстит-троилит считают характерным для железных метеоритов.

Остановимся на двух открытиях.

Прежде всего, надо сказать о «месторождении-призраке» в пироксенитах расслоенного перидотитового массива Бени Бусера в северном Марокко. Алмазы здесь не сохранились, но присутствуют как их тени – псевдоморфозы углерода по алмазу [Pearson, Davies, and Nixon, 1993]. Обращают на себя внимание огромные содержания алмазных псевдоморфоз. Они составляют до 15% объема вмещающих их пород, или примерно в 10 000 раз больше чем в любом известном кимберлитовом месторождении. Эти содержания соответствуют количеству алмазов в штуфных образцах алмазоносных эклогитов. Дж. Гёрни отмечает случаи, когда алмазы были обнаружены в блоках офиолитовых комплексов вдоль границы плит [Gurney 1984]. Алмазы сохранились в надвинутых блоках офиолитовых комплексов в Армении и Корякском нагорье. В этом отношении представляют интерес находки алмазов в Калифорнии [Hausel, 1996]. Учет этих данных может привести к открытию серии богатых месторождений, связанных с интрузивными кимберлитами, по масштабу сходному, с лампроитовой революцией. Возможно, к такого рода кимберлитовым интрузивным комплексам относится упомянутое выше месторождение Снап-Лейк в Северо-западных территориях Канады.

Второе открытие связано с расположенной на севере Сибири Попигайской депрессией.

Попигайская котловина была изначально в ходе геологической съемки описана как вулcano-тектоническая депрессия. Идея о метеоритном генезисе этой структуры возникла в связи с очень молодым возрастом её пород. В. Л. Масайтис считал, что трапповый магматизм моложе уровня границы между пермью и триасом на Сибирской платформе отсутствует и, следовательно, любые проявления изверженных пород моложе 250 миллионов лет должны быть результатом воздействия внеземных факторов, например, метеоритных ударов. Это привело его к проверке наличия в породах Попигайской котловины минералов-индикаторов высоких давлений. Так, в породах котловины были обнаружены алмазы в их гексагональной модификации (лонсдейлиты). Они характеризуются более высокой твердостью, чем алмазы кубической сингонии. Представления об отсутствии на Сибирской платформе вулканизма моложе пермотрисового возраста полностью отпадает, если учесть данные о радиометрических возрастах щелочных и ультраосновных пород района Алданского щита. Но сумасшедшая идея сыграла свою

роль – была проведена проверка наличия минеральных фаз, связанных с высокими давлениями, и в результате найдено гигантское месторождение лонсдейлитов.

Как и повсеместно в Советском Союзе экономическая оценка разработки алмазов Попигая не производилась вообще. Во ВСЕГЕИ была создана группа обогатителей, занимавшаяся доставкой крупнообъемных проб алмазоносных пород Попигая на самолетах в Казахстан, где они на металлургических заводах подвергались обработке серной кислотой, чтобы растворить пустую породу и получить в остатке алмазы. Стоимость этого процесса не нуждается в комментариях. В то же время В. Л. Масайтис добился организации специальной Полярной геологоразведочной экспедиции для подсчета запасов алмазов на месте. На небольшом участке, на котором велись геологоразведочные работы, запасы алмазов составляют 150 млрд карат (для сравнения разведанные мировые запасы технических алмазов оцениваются примерно в 5 миллиардов карат) [Похиленко Н. П., 2012].

Попигайские алмазы превосходят по твердости обычные алмазы в два раза, а синтетические алмазы – в еще большее число раз. Это означает повышение производительности алмазной коронки на буровых установках на 20% и, по словам экспертов, повлечет экономию в сотни миллионов рублей и технический переворот [Похиленко, 2012]. Мы не останавливаемся здесь на вопросах происхождения Попигайской котловины и её алмазов. Они являются частью проблем образования специфического типа вулканотектонических депрессий, образующихся под действием потока летучих при высоких давлениях. Многочисленные геологические факты, противоречащие метеоритной гипотезе их образования, обсуждаются в работах А. А. Маракушева [Маракушев, 1993, Маракушев и др. 1993], Э. Эрлиха и В. Д. Хаузела [Erlich, Hausel, 2002].

Проверка на присутствие минеральных фаз, образование которых связано с высокими давлениями, привело к опробованию пород метаморфических толщ. Алмазы были последовательно найдены в метаморфидах Даби Шань (Китай) [Xsu et al., 1992], Саксонских рудных гор [Massonne, 2000] и Казахстана [Соболев, Шатский 1987, Абдукадырова и Зайончковский, 1996].

В Китае алмазы были обнаружены в пробах из эклогитовых линз, имеющих возраст от кембрия до перми [Barron et al., 1994], и определены в гранатах в коэсит-содержащих эклогитах, гранатовых

пироксенитах и жадеитах в горах Даби в восточном Китае. Другая находка была сделана к северо-западу от Улан Батора (Монголия). Алмазы здесь имеют размер от менее 0.1 мм до 1 мм. Но содержание очень велико и колеблется от 4000 до 10 000 карат/сто тонн, что соответствует содержаниям в Казахском месторождении алмазов в метаморфических породах Кумдыкол.

Первая статья о находках микроалмазов в метаморфических комплексах Казахстана появилась в конце 1980-х [Соболев, Шатский, 1987], хотя находки микроалмазов в россыпях этого района были сделаны еще за 20 лет до того. Данные о находках технических алмазов были засекречены, как все материалы по программе поисков алмазных месторождений на территории СССР. Появление статьи Н. В. Соболева и Шатского стало возможным благодаря двум факторам: «перестройке» политической системы ссср в середине 80-х годов, когда первым секретарем КПСС стал М. С. Горбачев, и высокому административному положению одного из авторов статьи.

Казахстанская алмазоносная провинция протягивается на почти 700 км при ширине 250 км в центральной части и 100-150 км в её юго-восточной части.

С учетом геологических факторов, минералогии и изотопных данных обсуждается несколько гипотез происхождения микроалмазов в метаморфитах: от формирования их в зонах субдукции до связи с предшествующим кимберлитовым вулканизмом и последующим преобразованием. Наибольшим распространением пользуется гипотеза кристаллизации микроалмазов в метастабильном поле, вне зоны стабильности алмаза [Летников, 1983, Лаврова и др., 1997]. Обзор этих гипотез приведен в уже упоминавшейся монографии автора и В. Д. Хаузела [Erllich, Hausel, 2002]. Там же помещен обзор возрастов кимберлитов и ультраосновных-щелочных пород разных провинций.

Обобщение данных о возрасте кимберлитового вулканизма в различных районах мира показывает его планетарность, пульсационный характер и синхронность вспышек активности, совпадение времени этих вспышек с импульсами интенсивных орогенических движений. Радиометрические датировки стратифицированного массива Бени Бусера совпадают со временем импульсов орогенической активности в Альпийско-Гималайском поясе и временем формирования лампроитов Западной Австралии [Allsop, Bristow and Skinner, 1985]. Отмечается относительное постоянство

разброса радиометрических датировок для различных провинций ультраосновных-щелочных пород [Кононова и др., 1973, Erlich, Hausel, 2002].

Постоянная ассоциация кимберлитов с алмазами привела к тому, что проблемы генезиса и эволюции кимберлитовой магмы рассматривались в связи с вопросом об источниках алмазов. Прежде всего, это коснулось самой природы давления в зоне магнообразования. Принятие гипотезы генезиса существенной части алмазов в результате воздействия потока глубинных флюидов снимает многие противоречия, связанные с присутствием алмазов исключительно в кимберлитах.

Среди ксенолитов мантийных пород в кимберлитах наиболее распространены обломки ультраосновных нодулей перидотитового и пироксенитового состава. Они обычно составляют менее 2% объема диатрем. Форма их овоидная и, как правило, они имеют менее 30 см в диаметре, редко более 1 м по длинной оси.

Характерной чертой состава кимберлитов является присутствие в них ассоциации мегакристаллов – крупных зерен оливина, бедного хромом и богатого титаном пироба, пикроильменита, энстатита и циркона. К этой же ассоциации, по всей видимости, принадлежат и многие зерна алмаза. Средний размер зерен минералов этой ассоциации резко превышает их размеры в ксенолитах пород верхней мантии. Обогащение кальцием и обеднение хромом ортопироксена и граната характерно для глубин 165-200 км. М. Маккаллум и К. Мабарак [McCallum and Mabarak, 1976] и Ф. Бойд и П. Никсон [Boyd, and Nixon, 1973] предполагают, что обедненные хромом зерна захвачены с больших глубин из относительно недосыщенных мантийных перидотитов. Авторы считают, что минералы ассоциации мегакристов образовались в широком интервале давлений, эквивалентном давлению на глубине всего 50 км. Предполагается, что верхний предел образования мегакристов совпадает с границей астеносферы и литосферы.

Минералы, принадлежащие к ассоциации мегакристов, часто имеют округлую, несколько уплощенную форму. Они обычно окружены тонкой каймой, испытавшей гидротермальное изменение (келифитовая кайма вокруг зерен пироба) и тонкой зоной мелкозернистого кимберлита. Пироксеновые мегакристы могут быть включены в корку кальцитовых карбонатитов. Вариации состава зерен мегакристов предполагают, что они произошли из общего

источника. Количество минералов мегакристов резко варьирует в кимберлитах из разных трубок.

Учитывая состав минералов ассоциации мегакристов, можно говорить о полной их аналогии составу наиболее ранней фазы аккумуляции порфирокластов интрузий Маймеча-Котуйской провинции. Но аккумуляция эта происходила непосредственно в зоне магмообразования и может быть соотнесена с интрателлурической фазой общего процесса эволюции магматического процесса [Милашев и др., 1963].

Всеобщее проявление кимберлитового вулканизма на платформах свидетельствует в пользу гипотез формирования кимберлитовой магмы за счет перидотитового субстрата, но количество алмазов в ксенолитах перидотитовой ассоциации относительно невелико. Наиболее вероятным источником алмазов можно считать расслоенные пироксенит-перидотитовые интрузии типа массива Бени Бусера в Марокко [Pearson, Davies, and Nixon, 1993]. Именно с ними связана эклогитовая ассоциация минералов. К тому же типу интрузий, по-видимому, принадлежат расслоенные массивы ультраосновного состава на Урале.

Принципиальный поворот в решении вопроса о генезисе алмазов был намечен в итоге находок зерен алмаза в некимберлитовых источниках.

Экстремальные параметры температур и давлений образования алмаза привели к тому, что кимберлиты рассматривались как ключ к познанию условий в зоне магмаобразования. Исключительная ценность алмазов делала гонку за открытием их месторождений особенно актуальной. Можно сказать, что научная ценность открытия была равна потенциальной экономической значимости месторождений и поиск истины шел параллельно с поиском месторождений. Результат поиска зависел от учета мельчайших деталей и степени творческого их приложения. Особенно ярко это проявилось в истории открытия алмазных месторождений Австралии и России.

Среди историй находок алмазных месторождений в разных районах мира одной их самых поучительных историй является история открытия алмазных месторождений Австралии. Она детально рассмотрена, в работе [Эрлих, 2016, глава 2.5], посвященной роли науки в поисках месторождений. Результатом открытия алмазных месторождений Австралии и описания нового типа

алмазоносных пород – лампроитов стала так называемая лампроитовая революция – интенсивный поиск месторождений алмазов, связанных с лампроитами. Описание этих пород привело к пересмотру природы целой серии тел, ранее считавшихся связанными с кимберлитами и обнаружению новых месторождений. Содержание алмазов в австралийских лампроитах значительно превышает среднее содержание их в кимберлитах по всему миру. Трубка Аргайл содержит 7 карат алмазов на тонну породы. По большей части здесь добывались недорогие ювелирные алмазы. Однако, хотя и редко, здесь также обнаруживаются уникальные розовые алмазы, спрос на которые в мире так велик, что они продаются индивидуально на специальных аукционах и цена их составляет около 1 млн долларов за карат.

Лампроиты. Близкие кимберлитам лампроиты и их петрология канонизированы в монографии Р. Митчелла и С. Бергмана [Mitchell and Bergman, 1991].

Впервые они были описаны на западе США при проведении топографической съемки вдоль 40° [King, 1867–1872, 1876], но сам термин лампроит появился лишь более 50 лет спустя [Niggli, 1923].

Лампроиты – пересыщенные калием основные породы, характеризующиеся присутствием флогопита, бедного титаном и алюминием, иногда замещаемого анальцимом, оливином и санидином. В целом ряд лампроитовых пород отражает процесс метасоматического насыщения расплава окисью калия – фельдшпатизация его. Этот процесс аналогичен процессу насыщения расплавов ультраосновных-щелочных пород окисью натрия – нефелинизации, конечным результатом которой является формирование аптаитовых нефелиновых сиенитов. (см. главу II-2).

Для лампроитовых трубок характерна форма «бокала для шампанского» и, соответственно, бо́льшие диаметры, чем для кимберлитовых диатрем. Контакты падают по направлению к центру под углом около 30°. Внутри имеются слои лав (предположительно реликты лавовых озер). Для кимберлитов не характерны такие типичные для лампроитов минералы как калиевый рихтерит, прайдерит, вадент и др. В то же время они содержат первичные кальцит, серпентин, монтичеллит, обычные в кимберлитах отсутствуют в лампроитах. Порода содержит лапилли. Судя по парагенезису минералов кристаллизация лампроитов происходила

при высоких температурах и низком давлении. Поле стабильности типичное для лампроита – лейцит+оливин в недосыщенных водой лампроитовом расплаве отвечает менее 520 МПа. Температура извержения около 1200°C, то есть выше, чем в кимберлитах. Для лампроитов обычны процессы фракционной кристаллизации не характерные для кимберлитов [Scott-Smith, 1987]. Эти представления подтверждены экспериментальными исследованиями М. Бартона и Д. Л. Хамильтона [Barton, Hamilton, 1979], которые изучив плавление орандитов и вайомингитов при широком интервале температур при давлении 5 Кбар, показали, что происходят реакции: лейцит+расплав (1) или оливин+расплав (2).

По их данным, с ростом давления схема реакции образования флогопита становится более сложной, а именно:

Оливин+ортопироксен+расплав флогопит+клинопироксен (3).

и образование флогопита происходит за счет реакции между ортопироксеном и расплавом.

В канонизации лампроитов большую роль сыграли исследования [Scott-Smith, and Skinner, 1984] приведшие к пересмотру представлений о кимберлитовом характере диатремы Алмазного кратера Прери Крик.

Поиски алмазов в России развивались под влиянием находок зерен алмаза в россыпях Урала. Это привело к признанию в качестве основной модели глубинного источника алмазов расслоенных массивов ультраосновных пород. Сейчас, после описания расслоенного массива Бени Бусера мы практически возвращаемся к этой модели, но драматичность ситуации определилась полным пренебрежением к твердо установленной ассоциации алмаза с кимберлитами.

Затем в 2011 году на Камчатке также в базальтах трещинного извержения на Толбачинском долу (прорыв имени С. Набоко) обнаружено значительное количество (более 700) зерен алмаза. Тем самым был положен конец всем сомнениям о потенциальной алмазоносности базальтов. Авторы сообщения о своих находках отмечают постоянство связи алмаза с флюидальными и шлаковидными разностями базальтов и их туфов, что со всей очевидностью свидетельствует о том, что алмазы в базальтах (как и в кимберлитах) связаны с наложенным потоком флюидов [Гордеев и др., 2013]. К сожалению, авторы не приводят данных о «пустых»

пробах, в которых алмазов обнаружено не было. Можно только предположить, что «пустыми» были пробы из плотных базальтов, переслаивающихся с флюидальными разностями. Очень важны также наблюдения, что выделения самородных металлов (сурьма, цинк, медь) образуют пленки на гранях зерен алмаза.

Авторы говорят, что исследование алмазоносности базальтов в Институте вулканологии будет продолжено и остается ждать от них сравнения данных по алмазоносности базальтов прорыва имени С. Набоко, Большого Толбачинского трещинного извержения 1975–76 годов и состава фумарольных газов, связанных с двумя этими извержениями.

В тот период, когда Ф. Кутыев сделал первую находку алмазов в тяжелой фракции базальтов Малого Паялпана, идея мантийного генезиса плагиобазальтов была нова и вызывала недоверие у сторонников традиционного физико-химического подхода к происхождению алмаза. С этим, в частности, связана оговорка о дискусионности данного материала академика В. С. Соболева, представившего сообщение о находке к публикации в Докладах АН СССР. Пришедшее позднее признание мантийного генезиса не только плагиобазальтов, но и андезитов и трансмагматической природы потока флюидов легко объясняет необычность габитуса алмазов тем, что углерод образует псевдоморфозы по плагиоклазу.

Остается только пожалеть, что авторы описания находок на Толбачинском долу не придали значения тому, что найденные Ф. Кутыевым кристаллы имеют нехарактерный для алмаза и типичный для плагиоклаза пинкоидальный габитус, полностью идентичный габитусу знаменитого кристалла Шах.

Авторы публикации сделали важнейший шаг, признав сверхглубокий источник флюидов, но, к сожалению, не ввели в оборот термин Д. С. Коржинского о трансмагматической их природе [Коржинский, 1952, 1954].

Совместное нахождение алмаза и самородных металлов, не упоминая о присутствии таких минералов, как муассанит, позволяет уверенно говорить о восстановительной обстановке в период его кристаллизации. Не меньшая по сравнению с кимберлитами степень алмазоносности лампроитов, при практически полном отсутствии в них CO_2 , свидетельствует о том, что углерод поступает в

кимберлитовый расплав в форме CO, CH₄ или в атомарной газообразной форме.

Здесь возникают два главных вопроса:

- Каким образом, в результате чего генерируется высокое давление, необходимое для кристаллизации алмаза? и
- Каково соотношение флюидов и кимберлитовой магмы?

По первому вопросу была изначально высказана точка зрения, что избыточное давление в зоне магмаобразования отражает большую глубину гипоцентров в пределах сейсмофокальной зоны в Среднем хребте [Каминский, Патока, Шеймович, 1979]. Но находки алмазов в базальтах трещинного извержения Толбачинского дола начисто отвергают эту гипотезу.

Прежде всего надо отметить коренной поворот в определении природы давления в зоне магмаобразования как результата воздействия не литостатического давления, а потока глубинных флюидов.

С другой стороны, для тектонического положения находок алмазов в базальтах характерна их локализация в пределах крупных вулканотектонических депрессий, положение которых контролируется крупными глубинными сбросо-сдвигами трансформного типа (глава III-3). По-видимому, именно сдвиговые деформации и создавали избыточное давление.

В гранатовых гарцбургитах и лерцолитах (вплоть до вебстеритов и гранатовых пироксенитов) в ксенолитах присутствуют ортопироксены. В ксенолитах из трубки Обнаженная отмечается переход сегрегаций гранатовых пироксенитов и дунитов в хромитовые гарцбургиты [Соболев, Соболев, 1964]. Они состоят из магнезиального оливина и ортопироксена, хромдиопсида, флогопита и редко парагаситового амфибола. Акцессорные минералы представлены алмазом, графитом, муассанитом, и сульфидами пентландит-халькопирит-пирротинового парагенезиса с рутилом, ильменитом и цирконом.

Разные авторы используют для этой ассоциации различную терминологию. Я использую для её обозначения термин «мегакристы», предложенный Дж. Б. Доусоном [Dawson, 1980].

Шпинелевые перидотиты характерны для верхних (50-65 км) частей мантии, в то время как гранатовые перидотиты отмечаются на глубинах 65-180 км. Предполагается, что эта глубина характеризуется

перидотитовыми нодулями или линзами гранатового перидотита толщиной до 1 см. Многие из этих нодулей обнаруживают текстуры расслоения [McCallum and Mabarak, 1976]. Некоторые перидотитовые нодули содержат алмазы, но и в самых богатых из них содержание алмазов меньше, чем в наиболее алмазоносных эклогитах.

Считалось что алмазы заимствуются из пород мантии – перидотитов и эклогитов.

Генетически сходной с ассоциацией мегакристов является другая ассоциация нодулей и ксенолитов, в которой доминирует флогопит. Она известна как ассоциация гиммеритов, или обозначается аббревиатурой МАРИД. В ней доминирует флогопит, но в разных количествах присутствуют амфибол, клинопироксен, ильменит, рутил и апатит. Состав амфиболов из этой ассоциации аналогичен амфиболам из основной массы кимберлитов.

Традиция классификации кимберлитов по составу порфириновых выделений была продолжена В. А. Милашевым [Милашев, 1963], включившим в определение кимберлита в качестве основного свойства присутствие в его составе минералов, сформировавшихся в интрателлурическую фазу. Использование такого признака, по мнению Милашева, давало четкое указание на область высоких давлений, при которых образуются кимберлиты, и отделяло их от меймечитов, мелилитовых и пикритовых базальтов. Дж. Б. Доусон [Dawson, 1964] исключает из определения термина кимберлит, такие признаки как присутствие в нем включений желваков пироба и других родственных включений.

Глава II-4. Карбонатиты

Карбонатиты – эндогенные горные породы, сложенные более чем на 50% карбонатами. Среди первично-магматических известны также анкеритовые и сидеритовые. Термин «Карбонатит» введен в 1921 году В. К. Брэггером. Более 500 известных в настоящее время карбонатитов – кальцитовые. Химические составляющие карбонатитов (кальций,

магний и углекислота) являются постоянной составляющей кимберлитов, их отделение и проявление как самостоятельной магматической фазы отмечается достаточно редко. Карбонатиты полностью лишены минералов родственных включений ассоциации мегакристов, характерной особенности кимберлитов – пиропы, хромдиопсида, ортопироксена, пикроильменита, алмаза.

Среди карбонатитов по преобладающему карбонату выделяются доломитовые и кальцитовые со специальными названиями бефорсит и севит, а также натрокарбонатиты, ставшие известными в последние 50 лет благодаря регулярным извержениям единственного в мире карбонатитового вулкана Олдоиньо-Ленгаи в Танзании. Среди первично-магматических известны также анкеритовые и сидеритовые.

Первые описания проявлений ультраосновного-щелочного магматизма были сделаны Хёгебомом в 1895 году в районе Альнё (Швеция) и несколько позже В. К. Брёггером на острове Фен в грабене Осло, [Bögger 1921]. Уже на этом этапе была отмечена главная особенность состава этих комплексов – наличие несиликатных магматических пород. Одновременно было положено начало дискуссии об их генезисе. Тогда же было введено понятие о карбонатитах, как продуктах кристаллизации карбонатной магмы. Описания были сделаны в эпоху безраздельного господства кристаллизационно-фракционной гипотезы дифференциации базальтовой магмы. Н. Боуэн высказался в пользу гидротермально-метасоматического генезиса карбонатитов, ссылаясь на холодные контакты их с вмещающими породами при экспериментально установленной температуре плавления кальцита 1200°C. Авторитет крупнейшего петролога и экспериментатора был таков, что в течение долгого времени не учитывалось, что присутствие воды ведет к понижению температуры расплавов. Потребовались детальные геологические описания вулканизма, связанного с этим комплексом пород, и признание интрузивного характера контактов плутонов, выполненных породами этой серии, чтобы почти повсеместно утвердились представления о магматической природе карбонатитов. Глава российской школы петрологов Ф.Ю. Левинсон-Лессинг описал их как результат кристаллизации специфических несиликатных магм [Левинсон-Лессинг, 1949].

Общая характеристика геологии карбонатитов дана в сводке Э. В. Хейнриха [Heinrich, 1968].

Здесь мы останавливаемся на некоторых важных особенностях карбонатитов.

Обычна устойчивая ассоциация карбонатитов с массивами ультраосновных-щелочных пород. Карбонатиты с общего молчаливого согласия рассматриваются как производные, возникающие в процессе дифференциации ультраосновных-щелочных магм. Такая позиция сохраняется и в позднейших публикациях [Белов и др., 2008]. Карбонатиты, как правило, составляют не более 10-15% площади массива конкретной провинции. Яркий случай представляет несоизмеримость размеров карбонатитового ядра массива Томтор и окружающей его кольцевой системы даек нефелин-пироксеновых пород [Толстов, 2006, Erlich, Tolstov, 2013]. Такое необычное соотношение размеров площадей совершенно не отвечает устоявшейся идее происхождения карбонатитов.

Анализ данных геологического картирования масштаба 1:200 000 показал, что карбонатитовые тела и связанная с ними редкоземельная минерализация локализируются вдоль оси Уджинской антиклинали и никак не связаны с массивом Томтор [Эрлих, Степаненко, 1970]. Показательна в этом отношении зональность в распределении разных типов редкоземельной минерализации по отношению к Уджинской антиклинали: минерализация, связанная с легкими редкими землями лантан-цериевой группы, локализуется вдоль разломов, следующих её оси, в то время как иттриево-иттербиевая минерализация располагается в песчаниках и гравелитах томторской свиты, на крыльях структуры [Эрлих, в печати]. Малое количество карбонатитов, описанных вдоль оси Уджинской антиклинали, связано с полным отсутствием обнажений в этом районе и с наличием мощных (более 100 метров) кор выветривания вдоль зон развития редкоземельной минерализации.

На месте Уджинской антиклинали в рифее существовал авлакоген, где накапливались рифогенные известняки (хапчаньрская свита) и доломиты (улахан-курунгская свита). После закрытия авлакогена они образуют линейную антиклиналь. Накоплению карбонатов предшествовало накопление унгуохтахской свиты, сложенной туфами основного состава (лавы отсутствуют) и терригенными породами. Никаких других указаний на то, что рифогенные комплексы залегают на вулканических породах, нет.

Карбонатные рифогенные породы пронизаны мелкими телами карбонатитов. Можно предположить, что оба составляющих компонента рифогенных карбонатов (кальций-магний и CO_2) имеют эндогенное происхождение. Рифогенные комплексы имеют в разрезе форму двояковыпуклой линзы, нижняя поверхность которой отражает процесс прогибания, а верхняя является результатом аккумуляции. В итоге формируется массивный буфер, который на Удже фактически заменяет процесс инверсии авлакогена в венде и образует основу Уджинской антиклинали. В Австралии, где контакт океан-континент носит пассивный характер, Большой Барьерный риф располагается вдоль границы океанических и континентальных плит, то есть прямо на месте сейсмофокальной зоны и прочих явлений, связанных с активными границами континентов. Не обратная ли здесь взаимосвязь явлений, когда Большой Барьерный риф выступает в роли массивного буфера и тем определяет пассивный характер границы континентальных плит? Представляется, что предлагаемая схема снимает противоречия в гипотезе происхождения линейных зон коралловых рифов. Сводка материалов о генезисе коралловых рифов показала необходимость присутствия в их основании плиты вулканогенных пород [Белоусова, Филиппов, Белоусов, 2013] и связанного с ними подтока тепла.

Понимание того какие процессы приводят к отделению самостоятельной карбонатитовой фазы от кимберлит-карбонатитовой протомагмы (см. главу II-3) дают данные об их локализации на северо-востоке Сибирской платформы.

Иной тип связи карбонатитов с магмами ультраосновного-щелочного состава представляет их постоянное самостоятельное проявление с кимберлитовой магмой. На Сибирской платформе обращает внимание тот факт, что карбонатиты вне всякой связи с породами ультраосновного-щелочного комплекса, развиты вдоль восточной границы Анабарского щита. А. В. Толстов отмечает следующие кимберлитовые поля, в которых присутствуют карбонатиты: Лучаканское, Куранахское, Дьюкенское, Орто-Наргинское, Нижне-Куонамское, Биргиндинское, Среднекуонамское, Арымастахское [Толстов, 2006]. Ассоциация кимберлитов и карбонатитов характерна только для этих групп. Карбонатиты в связи с кимберлитами Укукитского, Ботуобинского и Мало-Ботуобинского районов отсутствуют.

Длинные оси кимберлитовых и карбонатитовых тел, расположенных вдоль восточной границы Анабарского щита, имеют преимущественно широтную ориентировку, то есть локализируются в трещинах отрыва, оперяющих предполагаемый глубинный сдвиг. В то же время длинные оси кимберлитов Укукитского района преимущественно ориентированы на северо-восток и параллельны сбросам в породах чехла, что отражает обстановку общего растяжения [Erlich, Hausel, 2002].

Общей для обоих случаев проявления чисто карбонатитовой формации является связь времени её проявления с импульсом тектонической активности: инверсии авлакогена и роста линейной Уджинской антиклинали и горизонтальных смещений вдоль зоны глубинного сдвига, в ходе чего образуются трещины отрыва, заполняемые карбонатитами и кимберлитами.

Литература к части II

Абдукадырова М.А., Зайончковский А.А. Алмазы в Казахстане: справочное издание. Алматы: Министерство минеральных ресурсов Казахстана, 1996.

Ажгирей А.Д. Структурная геология. Издательство МГУ, 1956. 493 стр.

Алмаз // <http://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%90%D0%BB%BC%D0%B0%D0%B7>

Аплонов В.С. и Эрлих Э. Н. Температура образования Томторских минералов, пород и руд // Щелочной магматизм и апатитоносность северной Сибири. Институт геологии Арктики, 1980. С. 112-123.

Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии европейской России: часть 1, М.-Л., 1923.

Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минералогия платформенного магматизма. Траппы, карбонатиты, кимберлиты. Новосибирск: издательство СО РАН, 2008. 537 с.

Белоусов В.И., Белоусова И.В., Филиппов Ю.А. Образование гидротермально-магматических систем скарнового типа // Proceedings, Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 30 – February 1, 2013. SGP-TR-194.

Белоусов В.И., Эрлих Э. Тепло Земли, 2010 // <https://sites.google.com/site/geobelousov/geotermia>.

Бетехтин А.Г. Шорджинский перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис хромитового железняка вообще // Сборник «Хромиты СССР», М.: издательство АН СССР, 1937, Т. 1.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г. Редкометалльные камафориты (формация апатит-форстерит-магнетитовых пород в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивов). М.: Наука, 1973. 176 с.

Буланова Г.П., Новгородов П.Г., Павлова Л.А. Первая находка расплавленного включения в алмазе из трубки «Мир» // Геохимия, 1988, № 5. С. 756-764.

Булах А.Г., Иванников В.В. Проблемы минералообразования и петрологии карбонатитов. Издательство Ленинградского университета, 1984. С. 231-240.

Бутвина В.Г. Экспериментальные исследования фазовых равновесий и алмазообразования в эклогит-карбонат-сульфидных системах: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, 2004.

Вишневский С.А., Афанасьев А.П., Аргунов К.П. и Пальчик Н.А. Импактные алмазы. Их черты, происхождение и значение // Тр. Института Геологии и геофизики СО АН СССР, 1991. 835:53

Воробьева О.А. Яшина Р.М., Свешникова Е.В., Кононова В.А. Условия формирования щелочных пород (на материалах СССР) // XXIV сессия МГК. Доклады советских геологов. Проблема 14, Минералогия. М. Наука, 1972.

Воронов П.С. Эрлих Э.Н. Сдвиговые деформации в северо-западной части сибирской платформы // Информационный сборник НИИ геологии Арктики 1962, 28. С. 17-28.

Галимов Э.М. Вариации изотонового состава и их соотношения с условиями образования алмазов // Геохимия, 1984. 8:1091-1118.

Гаранин В.К. Минералогия кимберлитов и родственных им пород алмазоносных провинций России: автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, 2005. 50 с.

Гирнис А.В., Булатов В.К., Брай Г.П. Переход кимберлитовых расплавов в карбонатитовые при мантийных параметрах: экспериментальное изучение // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 3-8.

Гордеев Е.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П., Кривовичев С.В., Филатов С.К., Антонов А. В., Овсянников А. А. Алмазы в лавах трещинного извержения на Камчатке // Доклады РАН, 2014, т. 454, №2. С. 204-206.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной гряды. М.: Наука, 1967. 273 с.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, Т. 354, № 2. С. 220-223.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М.: Иностранная литература. 490 с.

Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л.: Недра, 1991. 260 с.

Егоров Л.С. Нельсониты, франколитовые брекчии и проблема апатитоносности карбонатитовых массивов // Записки Всесоюзного минералогического Общества, 1975, т. 104, по.3. С. 273-287.

Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л.: Недра, 1969. 241 с.

Егоров Л.С., Сурина Л. П., Поршнева Г. И. Удзинский рудно-магматический комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов // Рудно-магматические комплексы с-з Сибирской платформы и Таймыра: СПб., Мингео СССР, ПГО «Севморгеология», 1985. С.138–154.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л.: Академия наук СССР, 1950. 400 с.

Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки // Труды Лабор. вулк. АН СССР, 1955, вып. 10.

Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и её месторождения железных руд. Л., 1923-1927, вып. 1, ч. 1–3.

Зубарев Б.М. Дайковый тип алмазных месторождений. М.: Недра, 1989.

Исозов Л.А., Коновалов Т. и Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода океан-континента (Япономорский и Желтоморский районы) // Проблемы геологии и природа алмазоносности переходной зоны континент-океан (регионы Японского и Желтого морей. Владивосток: Дальнаука, 2000.

Каминский Ф.В., Патока М.Г., Шеймович В.С. Геология и тектоническое положение алмазоносных базальтов на Камчатке // Доклады АН СССР, 1979. 24663:679-682.

Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. 438 стр.

Карасик А.М., Щилованов В.М. Результаты аэромагнитной съемки масштаба 1:50,000, центральная часть Уджинской антиклинали. СПб: Институт геологии Арктики, СЕВМОРГЕО, 1961 (Рукопись).

Кимберлит // Википедия <http://ru.wikipedia.org/w/index.php>

Ковальский В.В. Кимберлитовые породы Якутии. М.: АН СССР, 1963.

Когарко Л.Н. Гетерогенность верхней мантии Земли и щелочной магматизм // Труды 27-го Международного геологического конгресса, 1999, секция II. С. 203-207.

Кононова В.А., Шанин Л.И., Аракелянц М.М. Время формирования щелочных массивов и карбонатитов // Известия АН ССР сер. геол.; 1973, № 5. С. 25-36.

Копецкий Л. Об алмазоносности Чешского массива // Известия АН СССР, сер. геол., 1960, № 4. С. 46-55.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Известия АН ССР сер. геол., 1952, № 2.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях; 2-е изд. М.: Наука, 1955.

Красный Л.И. Активизация // Словари и энциклопедии на Академике. dic.academic.ru/dic.nsf/enc.../

Кузнецов А.Ж. Строение и условия формирования магнетитовых залежей Горноблагodatского железорудного месторождения (Средний Урал): автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. Наук. Екатеринбург, 2008. 20 с.

Кузнецов В.В. Физика изначально горячей Земли. Новосибирск: Наука, 2000. 365 с.

Кузнецов Ю.А. Главнейшие типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.

Куно Х. Плато базальты // Земная кора и верхняя мантия. М.: издательство Мир, 1972. С. 424-441.

Кутыев Ф.Ш., Кутыева Г.В. Алмазы в базальтоидах Камчатки // Доклады АН СССР, 1975. 221:1:183-186.

Кухаренко А.А., Ильинский Г.А., Иванова Т.Н., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс

ультрасосновных-щелочных пород и карбонатитов. Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 550 с.

Лаврова Л.Д., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Печников В.А., Спиридонов В.Г., Федзен М.М., Петрова М.А., Екимова Т.Е., Шуколюков Ю.А. Возраст образования алмазов в последовательности геологических событий на Кокчетавском массиве // *Геохимия*, 1997. 7:675-682.

Лапин А.В. Ограниченная смесимость в силикатно-карбонатных расплавах и её значение в петрологии и генезисе карбонатитов // *Геология рудных месторождений*, 1983, № 2. С. 3-28.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды. Т. 1: О несиликатных магмах. Изд. АН СССР, 1949.

Летников Ф.А. Происхождение алмазов в глубинных геотектонических зонах. // *Доклады АН СССР*, 1983, 271:433-435.

Литвин Ю.А. Перидотит-эклогитовый парагенетический переход в материнских для алмаза и включений в карбонатно-силикатных расплавах // <http://www.minsoc.ru/2012-1=63-0>.

Литинский В.А. // http://world.lib.ru/l/litinskij_w_a/baydarka-2.shtml.

Макаренко Г.Ф. Базальтовые поля Земли. М.: Недра, 1978. 147 с.

Макаренко Г.Ф. Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983. 208 с.

Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 215 с.

Мальков Б.А. Геотектонические закономерности размещения кимберлитовых провинций // *Доклады АН СССР*, 1976. 230:1:1203-1207.

Маракушев А.А., 1993, Геодинамические режимы образования алмазов. // *Бюлл. МОИП* 68:2:3-18;

Маракушев А.А., Богатырев О.С. и Финогенов А. Н. Импактогенез и вулканизм // *Петрология*, 1993. 1:6:: 571-595.

Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А. Петрогенетические типы колчеданных месторождений // *Литология*, 2011, №3. С. 84-103.

Маршинцев В.А., Ломакин К.Н. Природа внутритрубочных кимберлитовых тел. // *Геология и геофизика*, 1979, № 7. С. 63-69.

Медведев А.Я. Пермо-триасовый вулканизм северо-азиатского кратона (Западно-сибирская плита и Тунгусская синеклиза). *Геология, петрология и геодинамика: диссертация на соискание научной степени доктора геол.-мин. наук*. Иркутск: СибГЕОХИ, 2004. 306 с.

- Месторождения алмазов // <http://dicholding.com.ru/jbsjtayainformatsiya/mestorozhdiniys-almazov>.
- Милановский Е.Е., Мальков Б.А. Эпохи кимберлитового вулканизма и глобальные пульсации Земли // Доклады АН СССР, 1980. 230:1:170-173.
- Милашев В.А. Алмаз. Легенды и действительность; 3-е издание. Л.: Недра, 1989.
- Милашев В.А. Главные принципы и критерии предсказания содержания алмазов в коренных месторождениях алмаза // Минералогия. Геохимия и Прогнозирование алмазных месторождений. НИИГА, 1976. С. 89-100.
- Милашев В.А. Кимберлитовые провинции. М.: Недра, 1974.
- Милашев В.А. Термин кимберлит и классификация кимберлитовых пород // Геология и геофизика, 1963, № 4. С. 42-52.
- Милашев В.А., Крутойский М.А., Рабкин М.И., Эрлих Э.Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры в северо-восточной части Сибирской платформы // Труды Института геологии Арктики, 1963, 126. 216 с.
- Милашев В.А., Соколова В.П. Сравнительный анализ кимберлитовых полей Якутской и Русской провинций. СПб : ВНИИОкеангеология, 2002. 136 стр.
- Моор Г.Г. О щелочной провинции на севере центральной Сибири // Доклады АН СССР, 1940, № 3, Вып. 29.
- Панина Л.И., Рокотова Е.Я., Исакова А.Г. и Толстов А.В. Лампрофиры массива Томтор результат смещения калиевой и натриевой основных магм // Петрология, 2016, т. 24, № 6 С. 608-625.
- Панина Л.И., Шацкий В.С. Включения расплавов в магнетит-апатитовых породах интрузии Ессей // Доклады АН СССР, 1973, т. 209, № 7. С. 455-457.
- Пауэлл Дж.Л., Харм Р.М., Фарбери Х.В. Изотопный состав стронция и происхождение карбонатитов // Карбонатиты. М.: Мир, 1969. С. 314-328.
- Похиленко Н. // <http://www.sib21vek.ru/ext-voting-detail/172.html>.
- Похиленко Н.П. Попигайские алмазы – уникальное сырье для технического переворота // <http://www.itar-tass.com/c49/526924.html>.
- Применение алмазов // <http://ycenitel.ru/primrnenie-almazov>.

Соболев В.С. Геология алмазных месторождений Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки. М.: Госгеолиздат, 1951.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и структура верхней мантии // Доклады АН СССР, 1964, 159. С. 22-26.

Сорохтин О.Г. Происхождение алмазоносных кимберлитов и родственных им пород. // Геология и полезные ископаемые мирового океана, 1996, № 1. С. 5-36.

Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. М.: ИМГРЭ, 2006, 212 с.

Траппы. Часть I // unnatural.ru/trapp.

Уокер Ф.А. Поддерварт, Долериты Карру Южноафриканского союза // Геология и петрология трапповой формации. Москва: ИЛ, 1957. С. 729-752.

Фишер Р. Несмесимость расплавов содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Иностранная литература, 1954.

Фролов И.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Белов С.В., Бурмистров А. А. Карбонатиты и кимберлиты. М.: ИЛ, Природа, 2005. 533 с.

Харькив А.Д. Кимберлитовые жилы, сопряженные с трубками как самостоятельная фаза кимберлитового магматизма // Доклады РАН, 1975, Т. 204, №1. С. 190-193.

Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р. Покровные вулканогенные образования кимберлитовой природы на севере Сибирской платформы // Бюлл.

НТИ. Геология и полезные ископаемые Якутии. ЯФ СО АН СССР. 1975. С. 20-23.

Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ // Известия АН СССР, сер. геол. 1946, № 6.

Шатский Н.С. О структурных связях платформ и складчатых и геосинклинальных поясов // Известия АН СССР, сер. геол., 1947, № 5.

Шатский Н.С. Основные черты строения и Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ // Известия АН СССР, сер. геол., 1945, № 1.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части Западного склона южного Урала // Материалы к познанию геол. строения СССР. Бюлл. Моск. Общества исп. Природы, нов. серия, 1945, вып. 2 (6).

Шатский Н.В., Соболев Н.А., Зайончковский А.А., Зорин Ю.М. и Вавилов М.А. Новая находка микроалмазов как доказательство регионального метаморфизма внутри зон высокого давления в Кокчетавском массиве // Доклады АН СССР, 1991. 321:189-193.

Шейнманн Ю.М. Закономерности размещения провинций ультраосновных-щелочных пород // Геология редких элементов. М.: Гостеолехиздат, 1962, вып. 17. С. 5-9.

Шейнманн Ю.М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы // Известия АН СССР, сер. геол. 1947, № 1.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1966.

Шейнманн Ю. М. Формации ультраосновных-щелочных пород // Щелочные интрузии, их размещение и связанные с ними месторождения. М.: Гостеолтехиздат, 1961, вып. 12-13. С. 15-54.

Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. М.: Госгелтехиздат, 1961.

Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.

Шпунт Б.Р., Шамшина Е.А., Брафогель Ф.Ф., Филиппов Н.Д. Состав и специфические черты петрохимии ультраосновных-щелочных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) // Известия АН СССР, сер. геол., 1991, №8. С. 68-80.

Штейнберг Г.С. Строение земной коры южной части Камчатки и структурно-тектоническая позиция четвертичных вулканов // ДАН. 1966, Т. 166. N 2. С.440-443.

Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.Н., Василенко В.Б., Орлов А.И., Тян О.А., Ольховик Ю.А и Толстов А.В. О последовательности геологических событий связанных с внедрением массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Томтор (северо-западная Якутия) // Геология и геофизика. 1990, №12. С. 42-45.

Эпштейн Е.М. Геолого-минералогическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов. М.: Недра, 1994, 256 с.

Эрлих Э.Н. Зональность редкоземельной минерализации в Удзинском районе // Доклады РАН (в печати).

Эрлих Э.Н. Кимберлитовые тела Укукитской группы (петрография, минералогия, и генезис) // Труды Института геологии Арктики, 1959, 65:109-128.

Эрлих Э.Н. Месторождения и История. СПб: Изд-во Политехнического университета, 2006. 174 с.

Эрлих Э. Н. Найти месторождение // Звезда. 2004, № 10.

Эрлих Э.Н. Тектоника Анабарской антеклизы и закономерности проявления кимберлитового и траппового (базальтового) вулканизма.

//Тр. Якутского отделения АН СССР, сер. геол., 1963.

Эрлих Э.Н., Белоусов В.И. Скарны-пример взаимодействия расплавов и гидротерм // <https://docs.google.co..>

Эрлих Э.Н., Загрузина И.А. 1981, Геологические аспекты геохронологии северо-восточной части Сибирской платформы // Известия АН СССР, сер. геол. 1981, № 9, С. 5-13.

Эрлих Э.Н., Степаненко В.И. Геологическое строение и полезные ископаемые. Объяснительная записка к листу государственной геологической карты листа R-50-IX, X. //Л.: Недра, 1970.

Alkalic rocks complexes and carbonatites Ontario and Part of Quebec // Guide Int., Geol. Congress. Canada, 1972, XIV.

Bailey D.K. Crustal Warping-A Possible Tectonic Control of Alkaline Magmatism // Journal of geophysical research, 1964, vol. 69, no. 6, March 15.

Barton M., Hamilton D.L. The melting relationship of a madupite from Leucite Hills, Wyoming to 30 kbar // Contribution Mineral. Petrology, 1979, v. 66, #1. P. 41-49.

Bates R.L., Jackson J.B., eds. Glossary of Geology: second edition. American geological institute, Falls Church, Virginia, 1980. 749 p.

Bin Hea; Yi-Gang Xua; Sun-Ling Chung, Long Xiaoa, Yamei Wang. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts //Earth and Planetary Sci. Letters, 2001, 213. P. 391-403.

Carstorphine G.S. The occurrence in kimberlite of garnet-pyroxene nodules carrying diamonds // Transactions Geol. Soc. S. Africa. 1908, vol. X.

Castor S.B. The Mountain Pass rare-earth carbonatite and associated ultrapotassic rocks // *The Canadian Mineralogist*. 2008, vol. 46. P. 778-806.

Clifford T.N. Tectono-magmatic units and metallogenic provinces in Africa // *Earth and Planet. Sci, Letters* 1966. 1:421-434.

Davidson C.D. On diamondiferous diatremes // *Economic Geology*. 1967. 59:1368-1380.

Dawson J.B., Hawthorn J.B. Magmatic sedimentation and carbonatite differentiation in kimberlite sills at Benfontein, Africa // *Geol. Society of London*. 1973, vol. 129.

Dawson J. B. Kimberlite-carbonatite relationship // *Intern. Mineral. Symposium, India*. 1964. P. 24-46.

Dawson J. B. Kimberlites and their xenoliths. Berlin, Springer-Verlag, 1980.

DuToit A.I. The diamodiferous and allied pipes and fissures // 11th annual Report of Geological commission of Cape of Good Hope. Department of Agriculture. 1906. P. 89-176.

Eggler D.H., Wendeland R.F. Experimental studies of the relationship between kimberlitic magma and partial melting peridotite // F. Boyd and H. O. A. Meyer, eds. Kimberlites, kimberlitic magma and partial melting of peridotite // F. Boyd and H. O. A. Meyer, eds. Kimberlites, Diatremes and diamonds: their Geology, Petrology and Geochemistry. American Geophysical Union, 1979. P. 308-338.

Ehrenberg S.N. Petrogenesis of lehrzomite and megacrystalline nodules from Thumb Navajo volcanic field // *Journal of Petrology*. 1982. 23:507-547.

Erlich E.I., Hausel W. Dan. Diamond deposits. Origin, exploration and History of discovery. SMI, Littleton, CO, 2002. 374 p.

Erlich E.N. The geodynamics of the north-eastern Siberian Platform and the regularities of kimberlite distribution in space and time. *Transactions of the geological society of South Africa* 88:2, May-August 1985. P. 395-402.

Erlich E., Tolstov A.V. The Tomtor ultramafic-alkaline ring pluton: geology, petrology, and ore formation // <https://sites.google.com/site/vulkaniceskaageologia/home/mestorozdenia-i-istoria>.

Dymek R.F., Owens B. E. Petrogenesis of apatite-rich rocks (nelsonites and oxide-apatite gabbro-norites) associated with massif anorthosites // *Economic Geology*, 2001. 96:797-815.

Fitton J.G., Upton B.G.J. editors, *Alkaline Igneous Rocks*. Published for The Geological Society by Blackwell Scientific Publications Oxford, London, Edinburgh Boston, Palo Alto, Melbourne, 1987.

Fortieth parallel Survey, 1867-1872, 1876.

Frietsch R. On magmatic origin of iron ores of the Kiruna type // *Economic Geology*. 1978, v.73, no. 4. P. 478-485.

Gisolf W.P. On the occurrence of diamonds as an accessory mineral in olivine and anorthite bearing bomb in basaltic lava ejected by volcano Gunung Ruang (Sangi Archipelago north of Celebes) // *Proc. Koninklijke Akademik van Westenschappen in Amsterdam*. 1923. 26:7:8:510-512.

Green D.H., Sobolev N. V. Co-existing garnets and ilmenites synthesized at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlite assemblages // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1975, 50:217-229.

Gunner W.K., Burr S.G. Nephelized paragenesis in Bankroft area, Ontario // *J. Geology*, 1946, 54, #3.

Gurney J. J. A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. *Kimberlite occurrence and origin*; edited by J.E. Glover and P. G. Harris. University of Western Australia Sp. Publication. 1984. 8:143-166.

Harger H.S. The occurrence of diamonds in dyka conglomerate and amigdaloid lavas and the origin of diamonds of the Vaal River conglomerates // *Geol. Soc. South Africa Transactions*. 1910. 12:129-158.

Hausel D.W. Pacific coast diamonds. An unconventional source terraine. *Geology and Ore deposits of the American Cordillera* // *Proceedings of Nevada Symposium, Reno, Nevada*; edited by A.R. Coyner and P. L. Fahey. 1996.

Hawthorne J.B. Kimberlite sills // *Geol. soc. of South Africa Transactions*. 1968. 71:191-311.

Hearn D.C. Diatremes with kimberlitic affinities in north-central Montana // *Science*. 1968. 159:622-625.

Heinrich E.W. *Geology of carbonatites*. Chicago, Rand McNelly Co., 1968.

Helmstaedt H.H. Natural diamond occurrences and tectonic setting of primary diamond deposits. *diamonds: Exploration, sampling, and Evaluation* // *Prospectors and developers Ass. of Canada*. 1993, March. 27:3-74.

Jackobsen J.K., Veksler I.V., Turner C., Brooks C.K. Crystallization of the Skaergaard intrusion from the emulsion of immiscible iron- and silica-rich liquids: evidence from melt inclusions in plagioclase // *Journal of Petrology*.

2011, v. 52. P.345-373.

Kamo S., Czamanske G., Amelin Y. Rapid eruption of Siberian floodvolcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251Ma // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003, vol. 214. P. 75-91.

Kirkley M.B., Gurney J.J. and Levinson A.A. Age, origin and emplacement of diamonds // *Gems and gemology*. 1991. 21: 2-25.

Kogarko L.N., Ryabchikov I.D., Sorensen H. Liquid fractionation // Sorensen H. Editor, *Alkaline rocks*. Wiley and Sons. 1979. P. 488-500.

Kostrovitsky S.Y., Suvorova V.F. The Mela sill as carbonatite-kimberlite body North Russian province, Russia. // *Abstr. 6th Kimberlite conference*. Novosibirsk 1995. P. 303-304.

Le Bas M.J. Carbonatite-nephelinite volcanism. An African case history. A Willis-Interscience Publication. 1977. 330 p.

Lee C.K., Kerr S. D. Mid-continent rift – a frontier oil province // *Oil and Gas Journal*. 1984. August 13. P. 144-150.

Lewis H.C. On a diamondiferous peridotite and the genesis of diamonds // *Geol. Magazine*. 1887, 3 (IV). P. 22-24.

Lyons, J.I., Volcanogenic iron oxide deposits, Cerro de Mercado and vicinity, Durango, Mexico // *Economic Geology*. 1988, v. 83. P. 1886–1906.

Massonne H.J. A new occurrence of microdiamonds in quartzfeldspatic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany // *Proceedings 7th International Kimberlite Conference*. Cape Town, South Africa, 2000, vol. 2. P.553-539.

Mathur S. M. 1982, The diamond deposits of India // *Industrial diamonds Quaterly*. 1982. 33:3:21-29.

McBirney A.R. Differentiation of the Skaergaard intrusion // *Nature*. 1975, v. 253 P. 691-694.

McBirney A.R. and Naslund H. R. The differentiation of the Skaergaard intrusion // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1990, v. 104. P. 235-240.

Mccallum M.E. and Mabarak C.D. Diamond in state Line Kimberlite diatremes Albany County, Wyoming and Larimer County, Colorado // *Wyoming State Geological Survey; Report of Investigations 12*, 1976.

Miller P. Outlook for diamonds. London, Mussel &CO, 1996. 109 p.

Mitchell R.H. Kimberlite and related rocks – a critical re-appraisal // *Journal of Geology*. 1970. 78:686-704.

Mitchell R.H. Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology // N.Y. Plenum Press. 1986.

Mitchell R.H., Bergman S. L. Petrology of lamproites // N.Y. Plenum Press. 1991.

Molynaux M.A Geological investigation of the Bushveld complex in Sekhuunaland and part of Steelpoort // Transaction of the Geological Society of South Africa. 1974. 77: 329-338.

Moyd L. Petrology of the nepheline and corundum rocks of southeastern Ontario // American Mineralogist. 1949, v. 54. P. 736-751.

Mysen B.O., Boetcher A.L., 1975, Melting of hydrous mantle: II Geochemistry of crystals and liquids formed at high pressure and temperatures as function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide // Journal of Petrology 16:549-593.

Newton A.R., Gurney J.J. Discussion on «A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites» // Earth and Planetary Science Letters. 1977. 27:356-358.

Niggli P. Geinsteins und mineralprovinzen, Band 1. Verlag Gebruder: Berlin, Borntraeegr, 1923.

Novikov L., Slobodskoy R. M. Mechanism of formation of diatremes // Intern. Geol. Review. 1979. 21:1131-1139.

Nyström, J.O., Billström K. Naslund H.R. Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden // GFF. 2008, 130(4). P. 177-188.

Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H. 1993, Geochemical constraints in the peridotite massif of diamond facies pyroxenites from Beni Bousera peridotite massif, North Morocco // Journal of Petrology. 1993. 34:1:125-172.

Okay Xsu Sh. A. J., Shouyoung Y., Senor A.M., Wen S., Yean L. and Lali J. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and the implication for tectonic setting // Science. 1991. 256:80-92.

Pretorius D. A. The crustal structure of South Africa // A.duToit memorial lectures 13, Geol. Soc. South Africa Transactions. 1973. 76:1-60.

Rawlinson P.J. and Dawson J.B. A quench pyroxene-ilmenite xenolith from kimberlite: implication for pyroxene-ilmenite intergrowths // The Mantle sample: Inclusions in kimberlite and Other volcanics. Proceeding 2nd International kimberlite conference. 1979, 2:292-299.

Ray R.H., Sheth C., Mallik J. Structure and emplacement of the Nandurbar– Dhule mafic dyke swarm, Deccan Traps, and the tectonomagmatic evolution of flood basalts // Bull. Volcanol. 2007. 69:537–551.

Richardson S.H., Gurney J.J., Harris G.W. and Hart S. R. Eclogitic diamonds of the Proterozoic age from Cretaceous kimberlites // *Nature*. 1990, 346:5:54-56.

Richardson S.H., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W. Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature*. 1984, 310:198-202.

Robinson D.N. Magnetite-serpentine-calcite dykes of Premier Mine and aspects of their relationship to kimberlite and to carbonatite of alkaline complexes // *Phys. Chem. Earth*. 1975, v. 9. P. 137-149.

Roy R., Tuttle O.F. Investigation under hydrothermal conditions // *Phys. and Chem. Earth*. 1956, vol. 1.

Scott-Smith B.H. Contrasting kimberlites and lamproites // *Scott-Smith petrology. Notes to accompany a talk given at the International seminar in Beijing, China in August, 1987*.

Scott-Smith B.H., Skinner E.M.W. A new look at Prairie creek, Arkansas // *Kimberlites and related rocks*. 1984. P. 255-283.

Schulze D.J. Mantle derived calcite and phlogopite in discrete nodules from Kentucky kimberlite. Evidence of primary kimberlitic liquids. EOS // *Transaction of the American Geophysical Union*. 1981, 63:414.

Skinner E.M.W., Smith C.B., Bristow J.W., Scott-Smith B. and Dawson J.B. Proterozoic kimberlites and lamproites, and a preliminary age for the Argyle lamproite pipe, Western Australia // *Geol. Soc. South Africa Transactions*. 1989. 88:335-340.

Smith C.B., Gurney J.J., Harris J.W., Robinson D.N. and Jagoutz E. Sm and Nd isotopic systematics of diamond-bearing eclogitic inclusions in diamonds from southern Africa // *Kimberlites and related rocks*; edited by J. Ross et al., Melbourne Blackwell, 1984. P. 853-869.

Smith C.B., Allsop H.L., Kramers J.D., Hutchinson G. and Roddick J.C., 1985, Emplacement age of Jurassic Cretaceous South African kimberlites by the Rb-Sr method on phlogopite and whole rocks // *Geological Society South Africa Transaction*. 1985. 88:2:249-265.

Sobolev N.V. Deep-seated Inclusions in kimberlites and the problem of the Composition of the Upper Mantle // American Geophysical Union. 1977.

Tornebohm A.E. Geognostisk beskrifning ofver Persbergets Grufvefalt: Sveriges Geologiska Undersokning, P.A. Norstedt and Sons, Stockholm, 1875. 21 p. (in Swedish).

VanTongeren J.A., Mathez E.A. Rare earth element abundances in apatite in the Bushveld Complex—A consequence of the trapped liquid shift effect // Geology. 2012, v. 42. P.491-494.

Vladykin N.V., Lelyakh M.I., Tolstov A.V. Petrology of kimberlitelamproite-carbonatite rock association. East Prianabar'e (Russia) //8th International kimberlite conference. Extended abstracts, Victoria, Canada, 2003.

Ulbrich H.H., Gomes C.B. Alkaline rocks from continental Brazil //Earth Sci. Review. 1981. 17:135-153.

Wagner P.A. The diamond fields of South Africa // 3rd edition, 1971, Johannesburg, Transvaal Leader.

Williams A.F. The genesis of Diamonds. London, 1932.

White R., Mckenzie D., 1989, The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts //Journ. Geoph. Research. 1989, vol. 94, # 86. P. 7685-7729.

Часть III.

Общие Проблемы

Глава III-1. Магматизм и структурообразование

Данная глава посвящена структурам, образованным комбинацией двух самых мощных эндогенных процессов – вулканизма и тектоники. Расшифровка генезиса этих структур позволяет выявить связь их образования с извержениями разных по характеру и составу вулканических продуктов. В пределах этих структур располагается огромное количество рудопроявлений различных металлов, в них локализовано множество геотермальных месторождений, но по сей день спорным остается вопрос, генерируют ли они поток летучих или они служат удобной структурной ловушкой для локализации рудопроявлений. В то же время заполняющие их пирокластические толщи определяют литологический контроль, способствующий образованию гидротермальных месторождений. Эта тематика стоит на границе фундаментальной науки и научно-популярной литературы, геологии и географии, ей посвящена огромная по количеству наименований и объему литература. Самыми подходящими объектами для решения связанных с ней проблем являются современные, образующиеся на наших глазах структуры. Мне повезло, и на протяжении более десятка лет я работал на Камчатке, что позволило изучать все типы структур такого рода.

Тема, обозначенная в заголовке, необъятна. Я занимался различными её аспектами всю профессиональную жизнь, менялись лишь полевые районы и организации, в которых я работал. Соотношение двух ведущих эндогенных процессов варьировалось в ходе магматизма и структурообразования. Фундаментальный характер обоих процессов

подталкивал исследователей к попыткам найти универсальные решения проблемы их соотношения. По большей части такие попытки, увы, оканчивались неудачей. Назовем здесь серию работ А. Е. Святловского, пытавшегося показать общность связи вулканизма исключительно с процессом тектонического поднятия [Святловский, 1967, 1960]. При этом очевидная локализация вулканических поясов Камчатки в структурах типа грабен-синклиналей оставалась за рамками анализа. Это факт признал и сам А. Е. Святловский, согласившись стать соавтором тезисов моего доклада ко Второму всесоюзному вулканологическому совещанию [Святловский, Эрлих, 1964].

Тектонические следствия магмообразования на глубине

Прежде всего, как следствие магмообразования тектоника и магматизм начинают взаимодействовать под действием таких факторов, как изменение давления в зоне магмообразования в связи с выплавлением магматического материала из исходной мантии; структурообразующая роль аккумуляции вулканических толщ (в частности постоянный перекомпенсированный характер накопления вулканического материала), влияние на структурообразование веса накопившихся вулканических толщ.

Каков бы ни был механизм выплавки магмы из материала мантии, результатом её должно быть резкое поднятие поверхности. В первую очередь это касается эпизодов массовых извержений, таких как извержения траппов. По имеющимся подсчетам выплавка такого количества расплава из твердого субстрата должна была привести к образованию на поверхности «бугра» амплитудой около 2 км. Однако в подавляющем большинстве случаев свидетельства такого рода отсутствуют. Пожалуй, единственным исключением являются данные по Китайской платформе, где детальный анализ литологии осадочных толщ привел к выводу о том, что излияниям траппов предшествовало образование куполовидных поднятий с общей амплитудой воздымания около 1000 метров [Bin Hea et al., 2003].

Связь обоих процессов аппроксимируется через влияние нескольких факторов с разной силой проявляющих себя на разных стадиях магматизма.

структурообразующая роль аккумуляции вулканических толщ

Огромная скорость накопления магматических комплексов, приуроченных к структурам тектонического оседания в комбинации с устойчивостью лавовых толщ к эрозионным процессам, приводит к образованию своеобразных структур, имеющих в разрезе форму двояковыпуклых линз. Форма нижней части этих линз отражает действие тектонического опускания, в то время как верхняя создана в ходе аккумуляции магматического материала. По аналогии с терминами *синклиналь* и *антиклиналь* они были названы *биклиналями* [Эрлих, 1966].

Идея биклиального строения вулканических поясов была в полной мере воспринята И.В. Мелекесцевым (см. его статью в [Лучицкий, ред., 1974]). Проведенный им на этой основе анализ морфоструктуры Большой Курильской гряды привел, с одной стороны, к признанию тождественности её биклиальной структуры со структурой вулканических зон Камчатки, а с другой – к логичному объяснению эшелонированности вулканов в её пределах. Наконец, как было показано, ту же форму двояковыпуклой линзы в разрезе имеют и синеклизы типа Тунгусской и Кару. Накопление же эффузивных толщ имеет специфические особенности:

1. Огромная скорость накопления. Крупнейшие вулканические постройки (Корякский, Козельский, Вилючинский вулканы, Ключевская сопка, Фудзи и др.) сформировались за период с конца последнего верхнечетвертичного оледенения до наших дней, т. е. за какие-нибудь 18–20 тыс. лет. Вулканы, выросшие в ходе извержений исторического времени, за несколько лет достигают высоты несколько сот метров и несколько километров в диаметре (Анак-Кракатау, купола Шивелуча, Новый на вулкане Безымянном, вулкан Парикутин и т. д.). Накопление это не компенсируется прогибанием. Следовательно, каждый вулкан это яркий пример перекомпенсированного накопления. В той же мере это относится и к вулканическим поясам, представляющим собой гряду, образованную слившимися основаниями вулканов.

2. Значительная устойчивость вулканогенных, в частности, существенно лавовых, толщ по отношению к эрозии. Так, нижне-среднечетвертичные вулканы Камчатки в значительной мере расчленены эрозией и сохраняются в виде гребней, располагающихся звездообразно вокруг центров извержения. Однако гребни останцев полностью сохраняют первичную поверхность вулканической постройки (вулканы Ипелька, Кетепана, Уксичан и др.). Миоцен-плиоценовые вулканические хребты прекрасно выражены в рельефе Камчатки в районе Козыревско-Быстринской системы поднятий и на южных склонах Южно-Быстринского хребта, Х. Куно и К. Яги [Kuno, 1972] упоминают о плиоценовых и даже миоценовых вулканах Японии, выраженных в современном рельефе.

Обычно выделяют два типа соотношения движений с осадконакоплением:

- компенсированное накопление, когда мощности накопившихся толщ полностью компенсируются равным им по величине погружением, и

- некомпенсированное, когда мощность толщи меньше величины погружения.

В любом случае считается, что основным условием сохранения данной мощности за геологическое время является погружение её ниже уровня эрозии, иначе скорость эрозии и общая неустойчивость осадков по отношению к ней неизбежно ведут к уничтожению накопившихся толщ.

Именно на этом принципе основан метод анализа мощностей. В. Е. Хаин [Хаин 1994] признает возможность избыточной компенсации погружения накоплением, что приводит к обмелению бассейна, но делает оговорку, что батиметрическая поправка на обмеление практически представляет собой незначительную величину (менее 10% общей мощности) для крупных отрезков геологического времени (эра, период, эпоха) и может в этом случае не учитываться; для более мелких геохронологических подразделений (век и меньше) она становится сравнимой с мощностью осадков и не может не приниматься во внимание. Все эти воззрения выработаны на основе изучения толщ осадочных пород.



*Рис. III-1. Пример точечной перекомпенсации вулканических продуктов.
Идеально-правильный конус Кроноцкой сопки (высота 3528 м), самого высокого вулкана
Восточно-Камчатской грабен-синклинали.
На переднем плане – Кроноцкое озеро. Фото С. Чиркова*

Накопление же эффузивных толщ имеет специфические особенности.

По-видимому, в наиболее яркой форме перекомпенсированный характер поставляемых на поверхность вулканических продуктов проявляется в форме экструзивных куполов. Обелиск вязкой лавы высотой 375 метров, образовавшийся при извержении вулкана Мон-Пеле на острове Мартиника и известный под названием иглы Пеле и подобные ей формы являют собой яркий пример того. Действительно, экструзивные куполы высотой в несколько сот метров не компенсированы

сколь угодно значительным опусканием поверхности, что может быть названо точечной формой перекompенсации. Не менее ярким примером точечной перекompенсации являются базальтовые стратовулканы. На рис. III-1 показан один из них – Кроноцкая сопка высотой 3528 метров, расположенный в Восточной вулканической зоне Камчатки.

Однако, главную роль в формировании структуры вулканических поясов играют массы изверженного вулканического материала, образующие как лавовые покровы базальтов, так и покровы кислой пирокластике (игнимбриты, пемзы). Характерен в этом отношении базальтовый вулкан Узон в центральном секторе грабен-синклинали Восточной Камчатки (рис. III-2).



Рис. III-2. Базальтовый щитообразный вулкан Узон в центральной части грабен-синклинали Восточной Камчатки. Фото Philip Kyle

Дуговой уступ, обрывающий постройку вулкана Узон, следует дуговому разлому, по которому произошло опускание дна вулканотектонической Узон-Гейзерной депрессии. Равнина на переднем плане создана в результате аккумуляции в опущенном блоке масс кислой пирокластике, связанной с кальдерообразующим выбросом и посткальдерной активностью и озерными отложениями.

Увеличение объема накопленных вулканических толщ приводит к прогрессирующему росту роли аккумуляции и созданию вулканических хребтов, полностью заполняющих грабен-синклиналь (рис. III-3). На приводимом ниже снимке показан самый северный (Гамченский) участок Восточной вулканической зоны Камчатки.

Но все структурные построения, касающиеся биклиальной структуры вулканических поясов, базировались не на непосредственных наблюдениях, а на анализе косвенных данных. Положение изменилось

после получения геолого-геофизических материалов о глубинном строении Гавайских вулканов [Peterson and Moor, 1987], учитывающих материалы по эволюции вулканических центров (см. рис. III-4)

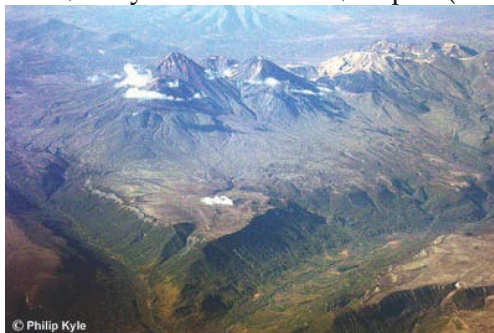


Рис. III-3. Гамченский ряд вулканов в северной части грабен-синклинали Восточной Камчатки. Фото Philip Kyle. Видно аккумулятивное перекомпенсированное заполнение грабен-синклинали вулканогенными толщами, начиная с покровов плато-эффузивов (на переднем плане) и кончая серией вулканических конусов, подножья которых слились. Слева направо вершины: вулкан Гамчен (в облаках), вулкан Комарова, кратер вулкана Высокого. Из: Вулкан Гамчен – Камчатский край [www.Kamchatsky – kraj.ru](http://www.Kamchatsky-kraj.ru) > ... > Вулканы Камчатки

Изменения между стадиями обычно характеризуются постепенными переходами. Для упрощения питающие каналы не показаны. Существенное опускание коры, вызванное нагрузкой вулканического материала, возникает на стадиях роста 1-3, последующие изменения уровня моря могут быть спорадичны, но общее опускание может продолжаться до стадии 7 включительно. Вертикальное увеличение масштаба варьирует от 2-х до примерно 4-х.

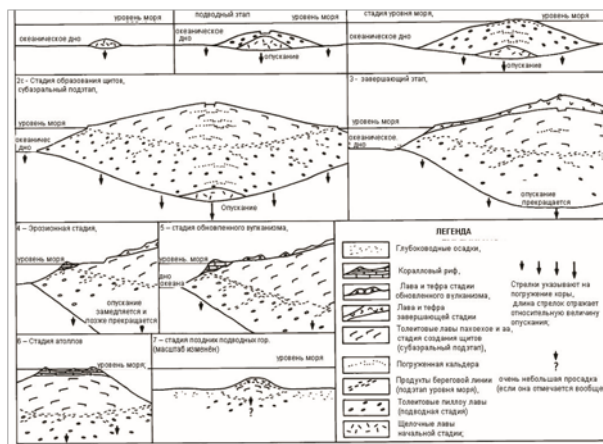


Рис. III-4. Диаграммы последовательных стадий эволюции Гавайских вулканов по [Peterson and Moor, 1987]

Вулканы Ключевской группы вытянуты вдоль оси, продолжающей простираение грабена р. Щапиной, т. е. вдоль системы трещин отрыва, образовавшихся при движениях в пределах Восточного хребта и оперяющих по отношению к ограничивающему его разлому. Вулканы зоны Срединного хребта образуют линейные ряды, располагающиеся под углом 30° к основному разлому, ограничивающему западный борт Козыревско-Быстринской системы сводов. Вулканы зоны Назу в северо-восточной Японии расположены рядами вдоль линий широтных сколов при общем меридиональном простираении зоны. Зона Унзен-Куджу на о-ве Кюсю имеет северо-восточное простираение, и в то же время крупнейшие вулканические центры в её пределах, такие как Унзен и Асо, вытянуты в широтном направлении. В центральной части Суматры расположена крупная вулканотектоническая депрессия озера Тоба, положение которой контролируется широтными сдвиговыми зонами. Наличие широтных зон разломов предполагается и в вулканотектонической структуре Кутчаро (северо-восточное Хоккайдо).

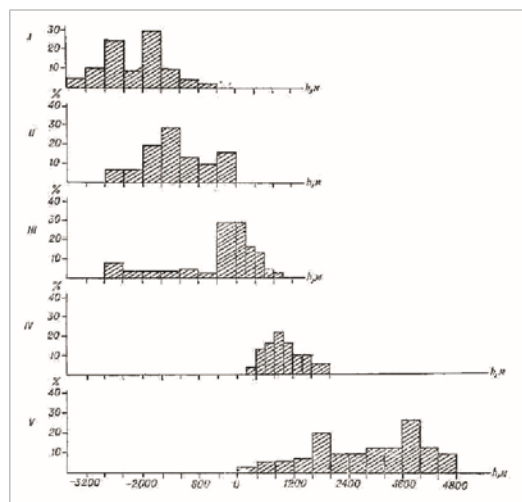


Рис. III-5. Характер распределения максимальных абсолютных отметок гряд эрозионно-тектонического рельефа в различных типах тектонических систем (I – Восточно-Тихоокеанское поднятие, II – островные дуги, выдвинутые в сторону океана (типа Бонин), III – островные дуги нормального типа (тип Курил), IV – ранние орогены типа Камчатки, V – орогенические системы типа Тайваня) [Эрлих, 1973]

Каждый раз, когда островные дуги вторгаются в блоки с повышенной мощностью коры и развитым гранитным слоем (тектонические системы типа раннего орогена или типа Камчатки) отмечается локализация вулканических поясов в структурах типа грабен-синклиналей (грабен Таупо на Северном острове Новой Зеландии, грабен Семангко на Суматре, грабен-синклиналь Южной Камчатки на Камчатке). Развитие этих структур начинается с накопления чисто осадочных толщ (морские отложения с примесью пирокластики в грабене Таупо, континентальные осадочные толщи в Центральной Камчатской депрессии). В этом отношении, точно так же как и по ширине и характеру границ (частому отсутствию разломов вдоль границ), эти структуры отличаются от нормальных грабенов, таких, как грабен верховой реки Камчатки, грабены долин рек Авача, Щапина и др. в связи с чем они и были определены как грабен-синклинали.

Представление о величине поднятия дает график распределения предельных высот эрозионно-тектонического рельефа в разных типах островных дуг и сходных с ними геотектонических систем в западной части Тихоокеанского кольца (рис. III-5). При этом используется классификация, предложенная ранее [Эрлих, 1973].

Характерно, что увеличение амплитуды поднятия сопровождается увеличением масштабов магмаобразования. Это отражается на приводимой ниже диаграмме распределения высот крупных вулканов в разных типах островных дуг и сходных с ними геотектонических систем (рис. III-6).

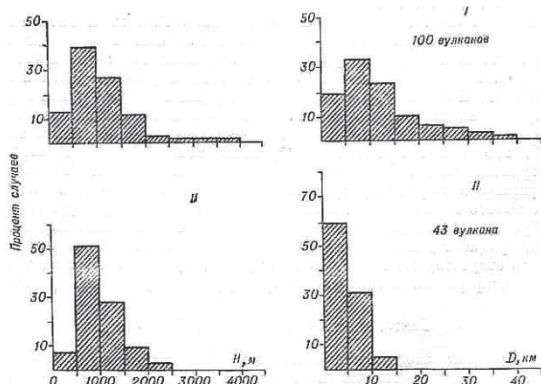


Рис. III-6. Частота встречаемости диаметров (А) и относительной высоты (В) вулканических сооружений (I – стратовулканы и щитообразные вулканы Камчатки, II – Курил) [Эрлих, 1973]

Одновременно с нарастанием величины поднятия происходит резкое изменение диаметра кальдер в разных типах геотектонических систем в западной части Тихоокеанского кольца. Средний размер их варьирует от 2-4 км в островных дугах нормального типа (типа Курилы) до 10-15 км в геотектонических системах типа Камчатки [Эрлих, 1973, 2011]. И только в этом последнем типе геотектонических систем появляются вулканотектонические депрессии диаметром в десятки до 100 км. Это различие отражает ускорение процессов роста гранитного слоя коры, свойственное геотектоническим системам типа Камчатки.

После заполнения вулканогенными толщами всего пространства грабен-синклинали вулканизм в пределах нынешнего хребта Тумрок прекратился и вновь созданная биклираль была вовлечена в поднятие вместе с прилегающими горст-антиклинальными системами Восточного хребта Камчатки [Шанцер, 1987]. Аналогичный процесс отмечается на Козыревском хребте, являвшемся частью Центрально-Камчатской вулканической зоны. Вулканические процессы здесь полностью прекратились после излияния в нижнечетвертичное время плато-

эффузивов. После этого Козыревский хребет становится частью горст-антиклинали Срединного хребта Камчатки.

В то же время прекращение существования Центрально-Камчатской вулканической зоны заведомо не связано с заполнением грабен-синклинали, и превращением значительной её части в линейные блоковые поднятия (например, в районе современного Козыревского хребта) свидетельствует о наличии другой причины. Наряду с истощением глубинных очагов, это может быть связано с достижением равновесия между литостатической нагрузкой вулканических толщ и давлением поднимающегося столба магмы. Преобразование структуры после прекращения существования Центрально-Камчатской вулканической зоны видно на рис. III-7.

После завершения вулканического эпизода вступает в силу дополнительный фактор структурообразования – вес огромной толщи извергнутого магматического материала и одновременно понижения давления в корнях структур – в зоне магмообразования. Это явление хорошо изучено на вулканах Гавайских островов [Peterson and Moor, 1987].

Контраст резкого поднятия поверхности, в связи с магмообразованием на глубине и постоянная ассоциация со структурами опускания объясняет постоянные противоречия в предлагаемой интерпретации. При этом всегда подразумевается примат тектоники в формировании магматизм-контролирующих структур. Реально, как уже говорилось, движущей силой обеспечивающей поднятие является магмообразование в глубинных зонах, а опускание генерируется преимущественно весом накопившихся вулканогенных толщ.

Просадка поверхности вблизи вулканов связана с действием двух факторов – весом толщи изверженных вулканических продуктов и, главное, с изменением давления в промежуточном вулканическом очаге или подводящем канале.

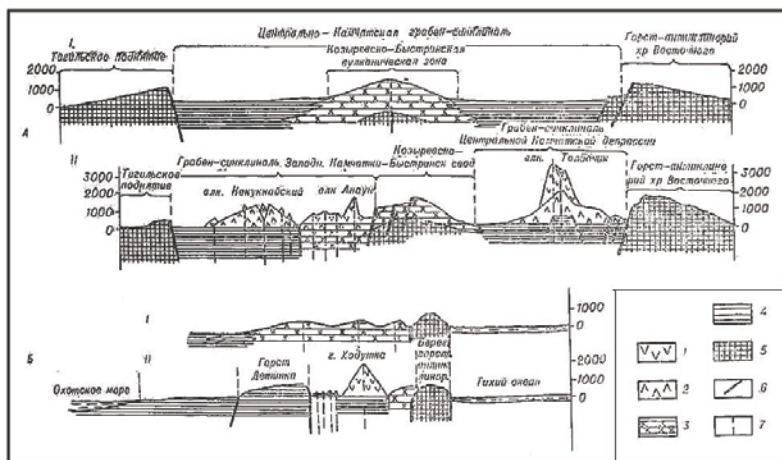


Рис. III-7. Разрезы, иллюстрирующие развитие структуры вулканических поясов Камчатки [Эрлих, 1973]

А – развитие Центрально-Камчатской грабен-синклинали, *Б* – развитие грабен-синклинали Южной Камчатки. *I* – поперечный разрез структуры плиоцен-нижнечетвертичного времени, *II* – поперечный разрез современной структуры.

1 – верхнечетвертичные и современные вулканогенные образования, *2* – нижне- и среднечетвертичные вулканогенные образования, *3* – плиоцен-нижнечетвертичные вулканогенные образования (алнейский комплекс), *4* – плиоцен-нижне-четвертичные осадочные отложения – фациальные аналоги алнейского комплекса, *5*, – комплекс дислоцированных «доалнейских» отложений, *6* – дизъюнктивные нарушения, *7* – подводящие каналы вулканических аппаратов

Глубинные разломы и локализация вулканических центров

При общей связи локализации вулканических поясов с основными разломами, определяющими поперечную зональность тектонических систем рассмотренных типов, отмечается полное отсутствие вулканов вдоль этих разломов (сброс вдоль восточной границы Центральной Камчатской депрессии, Филиппинский разлом, сброс Каингароа в зоне Таупо, разломы ограничения рифта Семангко). Это подтверждает закономерность, отмеченную ранее А. Е. Святловским [Святловский 1960]. Активные перемещения по разломам фундамента, контролирующие

распределение вулканических центров, в момент вулканизма отсутствуют. В то же время вулканы всегда занимают совершенно закономерное положение в системе оперяющих зон, связанных с основными разломами. Крупные вулканические центры Южной Камчатки (Ксудач, Асача, Ходутка, Горелый, Мутновский, Вилючинская сопка) тесно связаны с зонами сдвигов широтного и северо-восток-восточного простирания, смещающих разлом, который ограничивает поднятия Берегового хребта. Здесь же можно видеть еще более сложную связь: кальдера Курильского оз., Ильинский и Желтовский вулканы образуют цепь, расположенную по оси грабена северо-восточного простирания, совпадающего с зоной глубинного сдвига, который смещает основной разлом. В то же время все центры эрупции в этом грабене располагаются на линиях широтного простирания, соответствующих трещинам скола по отношению к ограничивающим грабен сбросам (см. рис. III-8).

Первым шагом в вопросе о роли разломов, будь то вулканы Камчатки [Заварицкий, 1955] или кимберлитовые тела (Bardet, 1964) являлось проведение гипотетической зоны разлома по известным вулканическим центрам. Расстояние между центрами при этом во внимание не принималось. Следующим шагом была попытка расшифровать природу магмоконтролирующих разломов и одновременно понять существуют ли такие разломы вообще. Для Камчатки первым шагом в этом направлении явилась работа Г.С. Штейнберга [Штейнберг, 1966], установившего, что предполагаемая линия вдоль которой располагаются вулканы Восточной вулканической зоны отвечает флекуре поверхности М. Оставалось при этом неясным какие факторы контролируют положение вулканических центров. Позднее было развито представление о сдвиговом характере разломов [Эрлих, 1973]. Тщательная проверка наличия разломов вдоль которых локализуются кимберлитовые тела привела к выводу об их отсутствии по крайней мере на Сибирской и Русской платформах [Милашев, Соколова, 2000]. Это не противоречило ранее высказанному предположению о том, что кимберлитовые тела расположены на трещинах отрыва, генерированных вращением стабильных блоков [Erlich, 1985, Erlich, Hausel, 2006].

Таким образом, Енисейско-Хараелахский глубинный надвиг на протяжении мезозоя и кайнозоя служил северо-западной границей Сибирской платформы. Разлом прослеживается на сотни километров на юг вверх по Енисею.

Среди эффузивных образований трапповой формации фиксируются многочисленные сдвиги, имеющие северо-западное и северо-восточное простирание. Амплитуда их небольшая, но при детальном исследовании на их активных крыльях устанавливаются антиклинали и синклинали.

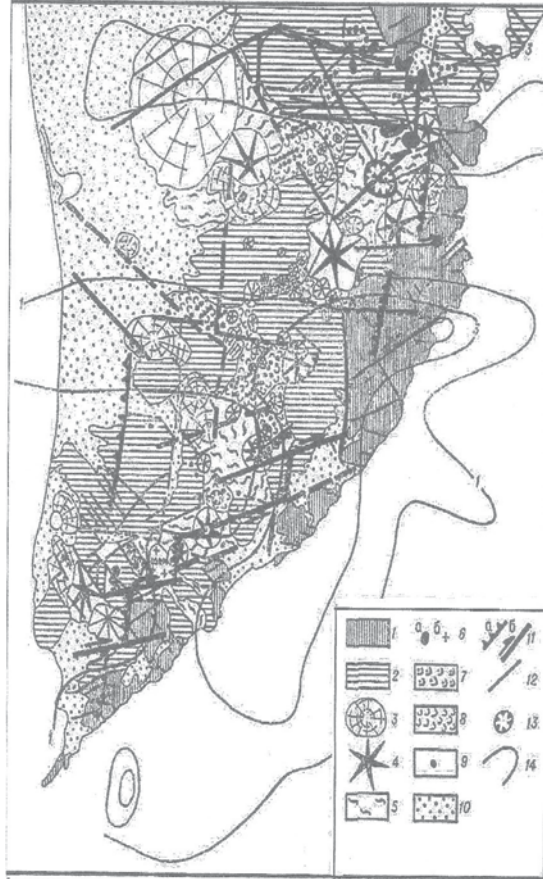


Рис. III-8. Схема тектоники Южной Камчатки.

1. дислоцированные комплексы дочетвертичных отложений;
2. базальт-андезитовые плато-эффузивы N_2-Q_1 ; 3. базальтовые и базальт-андезитовые щитовые вулканы Q^2_1 ; 4. сложные андезитовые и базальт-андезитовые стратовулканы Q^3_3 ; 5. экструзивные куполы кислых лав; а) крупные массивы, б) отдельные экструзии; 6. поля пемз и ингимбритов Q^3_2 ; 7. вязкие потоки кислых лав; 8. поля базальтовых потоков Q^4_3 ;
9. шлаковые конусы и мелкие базальтовые щитовые вулканы; 10. поля развития рыхлых четвертичных отложений; 11. разломы (по гравиметрическим данным): а) флексуры поверхности m ; б) сдвиги с указанием направления смещения; 12. разломы (по геологическим данным); 13. кальдеры

и вулcano-тектонические депрессии; 14. изолинии плотности эпицентров землетрясений с глубиной очага 100 км и более [Эрлих, 1973].

Широкое развитие в районе получили сдвиги, ориентированные в среднем под углом 450 к направлению основных напряжений.

Формации магматических пород и тектогенез

Самые распространенные изверженные породы на Земле это породы ряда базальт-риолит (или габбо-гранит в интрузивном варианте). Изначально была отмечена бимодальность их распространения. Минимум между двумя пиками получил название «перерыв Дели» по имени старейшего американского минералога.

Общепризнанным ключом к дифференциации основных расплавов являются данные, полученные в процессе исследования расслоенных плутонов, таких как Бушвельд, Стиллоутер, Скергаард. Исторически сложилось, что наиболее выразительные данные по массиву Бушвельд мало использовались в русскоязычной литературе.

Суммируя геологические и петролого-минералогические данные Дж. А. ВанТонгрена и Э. А. Матез [Van tongren & Mathez, 2012] говорят о том, что верхние 625 метров Бушвельдского комплекса, сложенные обогащенными кремнекислотой образованиями, сформировались в ходе ликвации и образования несмесимых расплавов. Нижние 300 метров этого разреза состоят из нескольких слоев магнетит-содержащих ферродиоритов с несколькими слоями обогащенного аккумулятами апатита с относительно низкими содержаниями редких земель и отсутствием европейской аномалии и кумулятов ортоклаза и кварца. В противоположность этому породы верхних 325 метров разреза содержат аккумулярованные ортоклаз и кварц. Мощность контактовой зоны между двумя частями разреза не превышает 50 метров. Предполагается, что образование двух различных по составу толщ является результатом несмесимости, которая привела к отделению обогащенной железом части расплава, образовавшей нижнюю часть комплекса. По составу главных петрогенных окислов и элементов-примесей породы верхней части Бушвельдского комплекса находятся в равновесии с перекрывающими риолитами Руйсберг и/или гранофирами Решуи, что соответствует идее, что эти породы возникли в результате интенсивной фракционной кристаллизации Бушвельдской магмы.

Происхождение перерыва Дели остается неясным до сих пор. Наиболее вероятной является гипотеза о ликвации родоначального расплава на две несмешивающиеся жидкости – базальтовую и риолит-дацитовую [Charlier, Namur, Toplis, et al., 2011]. В пользу этой гипотезы говорят исследования возможности ликвационного генезиса верхней толщи массива Бушвелд и магматической серии острова Пантеллерия.

Что касается минимума, то он приходится на андезитовые вулканы. С их локализацией связано внедрение понятия «андезитовая линия». Искаженное в массовом употреблении толкование термина андезитовая линия привела к тому, что она зачастую воспринимается как линия сплошного проявления андезитового вулканизма, что неверно.

Важным примером бимодального распределения являются породы габбро-плагиогрантной формации. Изучавшие её Ю. А. Кузнецов и Э. П. Изох [Кузнецов, Изох, 1969] уверенно относят её к производным процессов в верхней мантии.

Вопросам генезиса магматических пород, связанных с кислым вулканизмом, посвящена обширная литература. Этой проблематике был посвящен специальный симпозиум Международной ассоциации вулканологии (IAVCEI), прошедший в рамках Генеральной ассамблеи международного геодезического и геофизического союза (МГГК) в Москве в 1971 году. Обзор этой проблематики дан в подборке статей по ней, помещенных на сайте: <http://sites.google.com/site/geobelousov/>»><http://sites.google.com/site/geobelousov/>, <http://sites.google.com/site/bibliotekageotemii/> и в работе [Эрлих, 2009].

Наконец следует рассмотреть вопрос о том, какие параметры тектонических процессов определяют формационную принадлежность. Подход к этой проблеме намечен в работе о геодинамике островных дуг и сходных с ними геотектонических систем [Эрлих, 2012]. В частности было показано, что формационная принадлежность пород ряда базальт-риолит тесно связана с амплитудой поднятия (или пропорциональной ему высотой эрозионно-тектонического рельефа). Это иллюстрируется серией графиков на рис. III-9.

Рис. III-9 отражает попытку установить корреляцию высоты эрозионно-тектонического рельефа островных дуг и связанных с ними геотектонических систем с содержанием кремнекислоты в вулканических породах островных дуг и связанных с ними геотектонических систем.

Интересным и совершенно неожиданным для меня развитием этого сюжета является полное отсутствие проявлений кислого вулканизма и гранитоидов на платформах, являющееся, как говорилось в части II этой

книги, характерной чертой магматизма платформ. Это отражает отсутствие на платформах тектонически-мобильных поясов горообразования. Как говорилось выше в структурах, описанных в разделе, касающемся типов тектонических поднятий (глава I-3), контролирующие проявления кимберлитового вулканизма характеризуются практически полным отсутствием вертикальных перемещений. Такие противоположные, казалось бы, по содержанию SiO_2 объединяет большая роль, которую играет в их формировании летучая фаза. Аналогичная ситуация проявляется в закономерностях структурной локализации лампроитов и кимберлитов. В то время как кимберлитовые тела

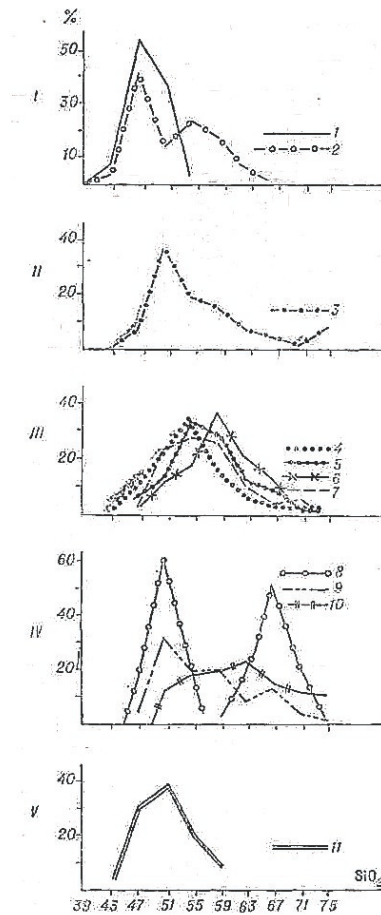


Рис. III-9. Характер распределения четвертичных вулканических пород по SiO_2 в различных типах тектонических подвижных систем. Римские цифры обозначают типы тектонических подвижных систем.

- 1 – Гавайские острова 85 анализов, 2 – остров Тристан да Кунья 48 анализов, 3 – зона Изу-Бонин 113 анализов, 4 – Ява 79 анализов, 5 – восточная часть Зондской дуги 31 анализ, 6 – Рюкю 27 анализов, 7 – Курилы 337 анализов, 8 – базальтовая формация Камчатки (левый пик 45 анализов) и формация кислых вулканических пород Камчатки (правый пик 30 анализов), 9 – Камчатка в целом 620 анализов, 10 – Суматра 86 анализов, 11 – Западно-Камчатская щелочная провинция 26 анализов

локализируются в пределах испытывающих общую тенденцию к поднятию стабильных блоков, лампроитовый вулканизм в большинстве случаев тяготеет к рифтогенным структурам (начиная с авлакогенов). Так, в районе Уджинской антиклинали область развития лампроитов совпадает с одноименным авлакогеном рифейского времени. Рифты, байкальской рифтовой системы, наложенные на Алданский щит контролируют локализацию Алданской провинции лампроитов (см. рис. I-14 в главе I-3). Аналогичное различие структурной локализации кимберлитов и лампроитов отмечается в Австралии. Кимберлиты описаны в северо-восточной части стабильного блока Кимберли, имеющего природу срединного массива. Лампроиты располагаются в северо-восточной части в мобильной зоне Холлс Крик. В районе этой мобильной зоны располагается знаменитая трубка лампроитовая трубка Аргайл. В этом же районе было сделано несколько находок алмазов в пробах из аллювия [Jakes, Creaser et al., 1985]. С.В. Белов и его соавторы [Белов и др., 2008] связывают различие траппового магматизма и магматизма, приведшего к образованию ультраосновных-щелочных комплексов с карбонатитами и кимберлитов с различной глубиной залегания магматических очагов, но это лишь слабый паллиатив истинного процесса формирования собственно карбонатитовой формации в процессе отделения карбонатов (или составляющих их компонентов, в частности CO_2) от единой кимберлит-карбонатитовой магмы.

Лампроиты локализируются в обрамляющих этот блок мобильных поясах: мобильной зоне – Хиллс-крик, где, в частности, располагается лампроитовая трубка Аргайл с пропуска и последующего промышленного освоения которой и началась лампроитовая революция, и мобильной зоне короля Леопольда. Здесь же в пробах из аллювия отмечены находки кристаллов алмаза [Jakes et al., 1985].

Традиционно считается, что образование отдельных членов этой формации происходит в ходе фракционной дифференциации. Однако

последние исследования показывают что образование контрастной серии базальт-дацитовых пород с характерным уменьшением количества пород с промежуточным содержанием SiO₂ (андезитов) может являться результатом ликвационных процессов [Charlier, Namur, Toplis, et al., 2011].

В главе II-2 показана связь типа формаций ультраосновных-щелочных пород с тектоническим процессом. Важнейшим итогом этого анализа является установление теснейшей связи типа формаций с режимом летучей фазы, что определяет теснейшую связь формаций с тектоническим режимом. Учитывая описанную выше связь типа вулканизма известково-щелочной формации с высотой тектонического рельефа, можно предположить, что типы формаций ультраосновных-щелочных пород связаны с амплитудой горизонтальных перемещений.

Постоянная ассоциация кимберлитового, траппового и ультраосновного-щелочного магматизма признана повсеместно. Однако обычно ограничивались констатацией этого факта и в лучшем случае упоминали, что кимберлиты приурочены к концу трапповых эпизодов [Одинцов, 1957]. Впервые эти соотношения во всей полноте отражены в диаграмме на рис. III-10.

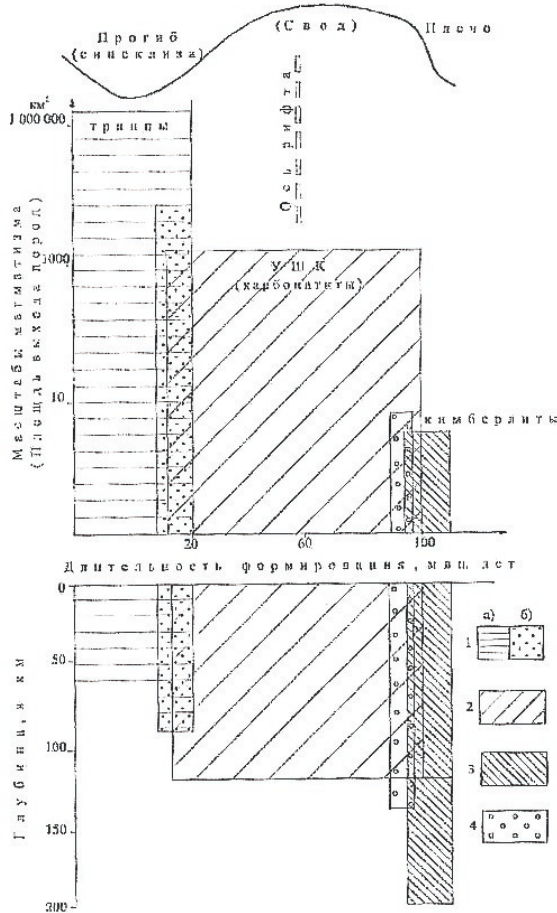


Рис. III-10. масштабы, глубина и длительность проявления платформенного магматизма: 1 – траппы: а) низкокальциевые, б) щелочные, 2 – карбонаты, 3 – кимберлиты [Белов и др., 2008]

Поле напряжений, создаваемое магматическим процессом

Вулканический процесс по своей природе имеет центральный характер и создаваемое им поле напряжений связано с воздействием давления в центральном подводящем канале. Характерным примером этого являются радиальные системы даек. Примеры их приводятся на следующих ниже рисунках III-11 и III-12. Достаточно тривиальное радиальное распределение дайковых систем делается особо интересным в

связи с огромными масштабами радиальных систем даек. Авторы рисунка считают радиальные системы даек подводными каналами траптовых комплексов. Сохранение радиального распределения даек с протерозоя до наших дней определенно свидетельствует об отсутствии горизонтального смещения плит над предполагаемой «горячей точкой». Так что обозначаемые звездочкой центры отражают не «плюмы» а положение подводных вулканических каналов, создавших радиальную систему даек.

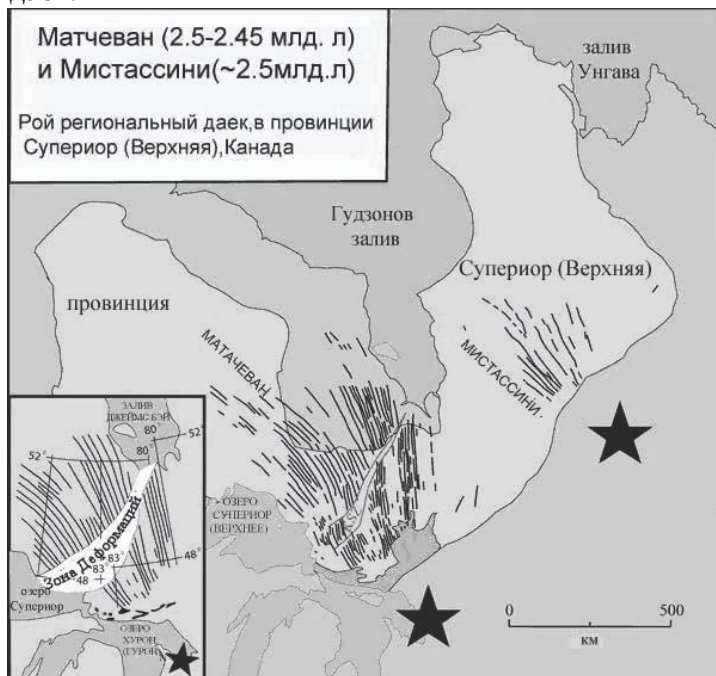


Рис. III-11. Гигантские рои даек матачеван (2.5-2.45 Ga), митассини (около 2.5 Ga), провинция Супериор, Канада [White and McKenzie, 2006]

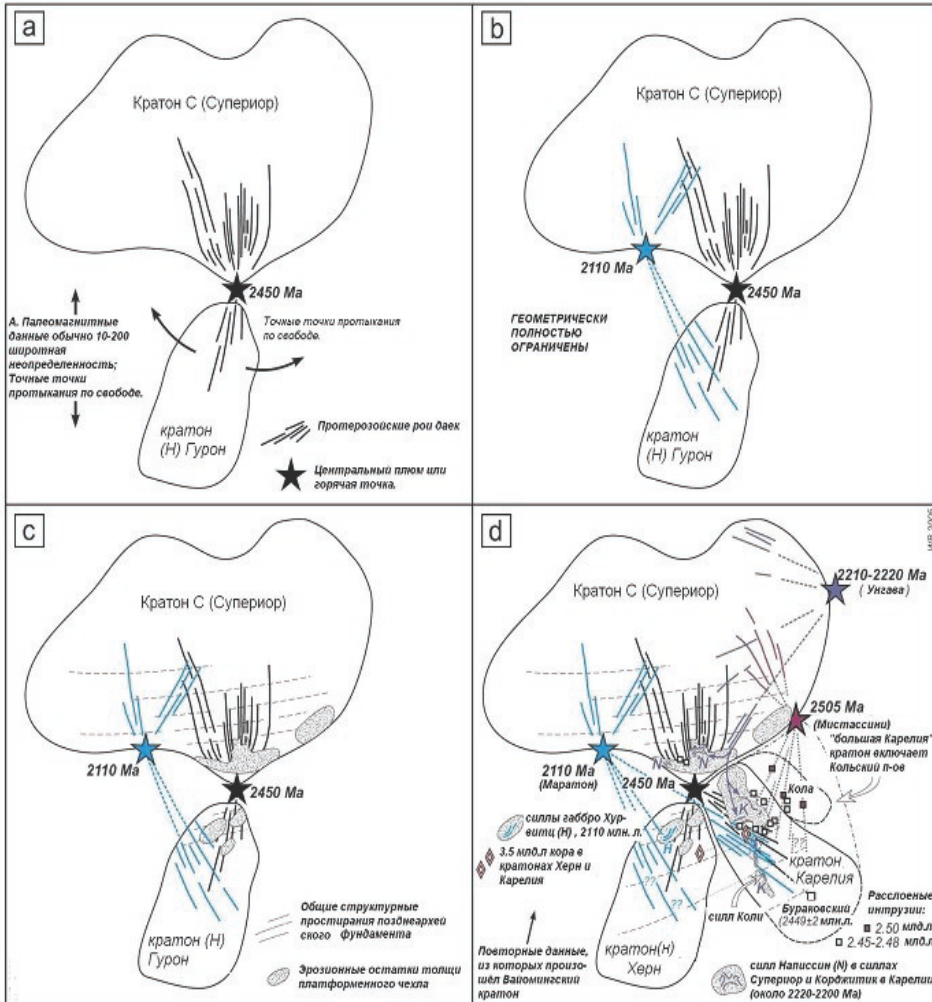


Рис. III-12. Радиальные системы протерозойских трапповых даек Канады и Карелии. [White and McKenzie, 2006]

Не меньшим распространением, однако, пользуются региональные системы даек. Это хорошо иллюстрируется на примере даек Нандурбар-Дхуле в Деккане (см. рис. III-13). На продолжении простирания этой системы даек на восток возникает трапповое поле Раджмахал.

Важной особенностью формирования протяженных систем даек является то, что они изначально образуются под действием вертикально-направленного удара, который генерирует протяженные системы

трещин, заполняемых латерально-распространяющейся магмой (рис. III-14).

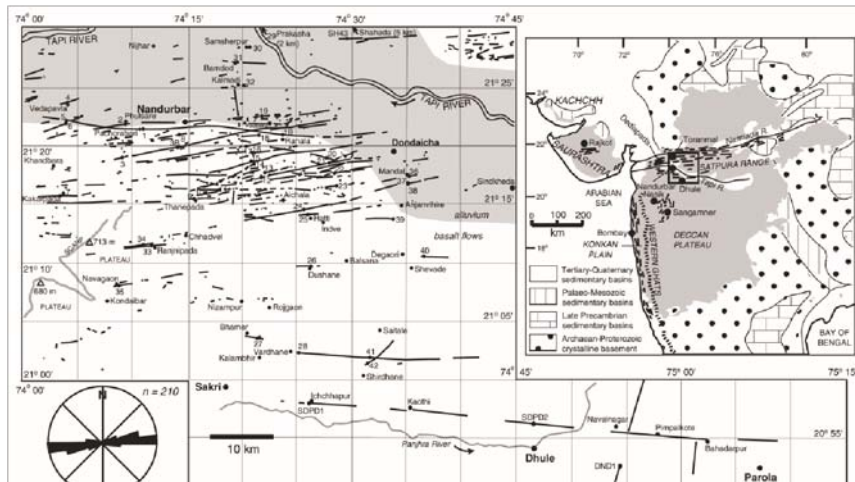


Рис. III-13. Карта роя даек Нандурбар-Дхуле в Деккане, показывающая физиографические и геологические особенности, дайки и места отбора образцов. Аллювиальный пояс вдоль реки Тапи окрашен серым цветом. Справа ключевая карта, показывающая провинцию плато-базальтов Декана (серый цвет), главные рои даек и важные объекты. Прямоугольник показывает расположение района работ. Роза-диаграмма простираний 210 даек (>1 км), измеренных по всему региону, показана у основания карты слева. Дайки Нандурбар-Дхуле (Н-Д) показаны на карте с одинаковой мощностью, так что структурное направление может легко распознаваться и оцениваться. [Ray, Sheth, Mallik, 2007]

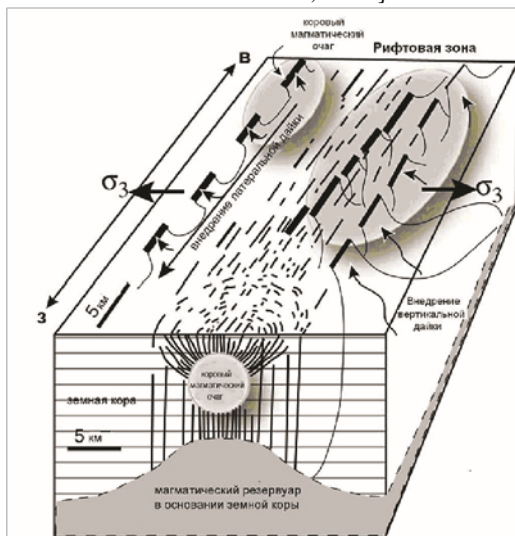


Рис. III-14. Образование линейных даек в результате ударного воздействия при образовании центральной конической системы [White and McKenzie, 2006]

Вопрос о генезисе вулканотектонических структур рассмотрен в отдельной работе [Эрлих, 2012]. Здесь же достаточно просто отметить что обсуждение связи разных по составу типов магм – базальтовой и «кислой» отвечает разной динамике развития структур. В одном случае при кальдерах, ассоциированных с базальтовым вулканизмом, опускание происходит как следствие общего понижения давления в зоне магмообразования или вершине магматического столба. При описании кальдер Гавайских вулканов подчеркивается, что отток материала от вершинной зоны происходил по «рифтовым» зонам (по сути – дайкам). Но это не более чем частный случай. Отток происходит вследствие общего понижения давления в подводящем канале магматического столба – полная аналогия с опусканием поверхности вокруг долго работающей нефтяной скважины.

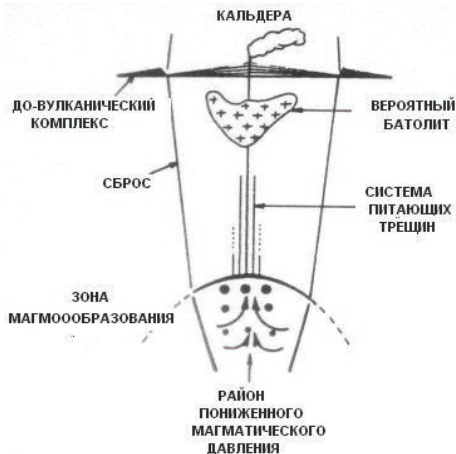


Рис. III-15. модель образования вулканотектонических депрессий типа Толбачик-Этна

Образование вулканотектонических депрессий по этому механизму иллюстрируется примером вулкана Фудзи (рис. III-16).

Вторая модель предполагает формирование вулканотектонической депрессии – в итоге формирования купольной структуры в процессе внедрения промежуточного магматического очага. Пример – депрессия в которой расположен вулкан Хангар – [Эрлих, 2011].

В другом случае – для кальдер, связанных с извержениями «кислых» магм – кальдеры формируются при восходящем движении вулканической колонны сопровождающимся внедрением промежуточных магматических очагов (интрузий). Предполагается, что оседание отвечает моменту катастрофического (кальдерообразующего) выброса кислой пирокластики. В ходе последних десятилетий в нескольких хорошо документированных случаях было показано, что катастрофического обрушения, следующего за кальдерообразующим выбросом, не происходило, а имела место постепенная медленная просадка поверхности вдоль разломов ограничения кальдер. Такая просадка обычно связывается с уменьшением объема промежуточной магматической камеры в ходе кристаллизации расплава.



Рис. III-16. Спутниковый снимок вулкана Фудзи, выступающего в роли нефтяной скважины, продолжительная эксплуатация которой приводит к просадке окружающего рельефа

Общая модель предполагаемого образования кольцевых структур совпадает с моделью образования кольцевого интрузивного комплекса на массиве ультраосновного-щелочного состава Томтор.

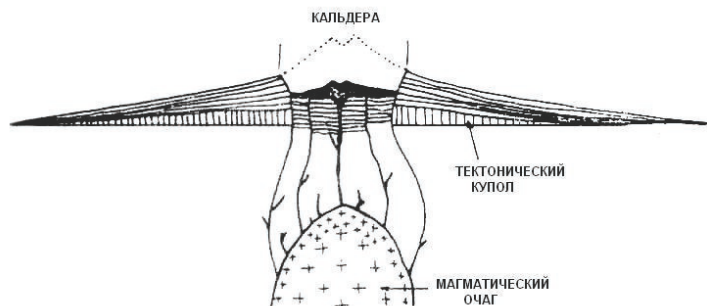


Рис. III-17. модель образования вулcano-тектонических депрессий типа Хангар

В основе всех противоречивых гипотез о генезисе кислых магм островных дуг и сходных с ними геотектонических систем лежит двойственность их соотношений с чисто базальтовым вулканизмом. С одной стороны, отмечается родственность их с базальтами как на геохимическом, так и на геологическом уровнях. Проявления кислого вулканизма приурочены к конечным фазам циклов вулканической активности начальные фазы которых характеризуются различными формами базальтового вулканизма. С другой, центры кислого вулканизма зачастую проявляют наложенный характер. Кальдеры очень редко венчают конкретную вулканическую постройку, обычно они резко наложены на разнотипный по характеру и возрасту комплекс докальдерных отложений. Доводом против происхождения кислых магм в результате кристаллизации базальтовых расплавов является невозможность получить значительные их объемы в ходе фракционной кристаллизации базальтов.

При аргументации независимости генезиса кислых магм от общего течения базальтового вулканизма основой являются устойчивые представления о соответствии состава оболочек коры сейсмическим характеристикам. Действительно, если существует гранитный (по составу) слой коры, то он отождествляется с составом метаморфического гнейсогранитного фундамента и гранитных интрузий и кислых (дацитриолитовых) магм. Таким образом представляется, что поступление тепла в ходе аккумуляции эффекта, создаваемого потоком глубинных флюидов, должно привести к расплавлению гранитного слоя и генерации кислого вулканизма [Аверьев, 1966]. Результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины опрокинули представление о соответствии состава оболочек коры и сейсмических характеристик,

однако последствия этого вывода не до конца осознаны геологами и геофизиками [Кольская сверхглубокая, 1984].

Петрохимические особенности фазы кислого вулканизма аналогичны базальт-андезитовым сериям. Она одинаково проявляется и при унаследованном, и при наложенном положении центров вулканизма. Однако образование столь крупных масс кислых вулканитов за счет простого фракционирования базальтоидных магм невозможно. Приуроченность центров кислого вулканизма к районам с различным строением коры, в том числе к тем, где гранитный слой коры отсутствует, положение этих центров во фронтальных зонах, где гранитный слой наименее развит, вместе с перечисленными особенностями данного комплекса указывают на подкоровый его источник.

Ко второй группе проявлений кислого вулканизма относятся посткальдерная стадия формирования пемзово-игнимбритовых покровов и роста экструзивных куполов, а также образование в заключительные фазы вулканического цикла самостоятельных стратовулканов с центральной экструзией и многочисленными латеральными куполами. Особенности кислого вулканизма этого типа сравнительно с базальт-андезитовым вулканизмом были выявлены на примере Курило-Камчатской провинции [Эрлих, 1966]. Они полностью сохраняются во всех других вулканических провинциях западной части Тихоокеанского кольца и имеют, следовательно, общий характер [Эрлих, 1973].

На петрохимических диаграммах видно внезапное резкое уменьшение в наиболее основных продуктах кислого вулканизма содержания щелочей и, соответственно, возрастание содержания анортитового компонента сравнительно с крайними дифференциатами базальт-андезитового ряда. В результате на диаграмме А. Н. Заварицкого на вариационных кривых образуются характерные «колена» (рис. III-18). Явление это напоминает пантеллеритовую тенденцию в некоторых ассоциациях щелочных пород [Заварицкий, 1955]. Подобная картина наблюдается как в ходе развития отдельных вулканов (Горелый, Зимина, Шивелуч, Корякский вулканы на Камчатке) так и геологически связанных групп вулканических аппаратов, из которых одни представляют линию развития до «колена», а другие – после него (Ключевская сопка и вулкан Безымянный).

Воззрения на генезис кислых магм изменились в 60-х годах XX века, когда были получены данные о возможности существования высокобарических модификаций кремнекислоты в условиях средней мантии [Соболев, 1979], необычно высоких температурах гомогенизации газовой-жидких включений в пемзе вулкана Хангар [Бакуменко и др., 1970]

и присутствии в кислых вулканитах минералов-индикаторов высоких давлений, таких как муассанит. Муассанит описан и в кислых вулканических породах Акбастау-Кусмурдинской кальдеры [Каипов, Баймуратов, 1970].

Минералогия. В кислых вулканитах обычна ассоциация минералов-вкрапленников кварц – кислый плагиоклаз – гиперстен. Отсутствие калиевого полевого шпата как в виде фенокристаллов, так и в мезостазице указывает на температуру застывания породы, превышающую минимум в четверной системе плагиоклазы – калиевый полевой шпат – кварц. Обычная форма нахождения калиевого полевого шпата – тонкодисперсные кварц-полевошпатовые выделения в жеодах, равномерно распределенных по некоторым разностям дацитов и риолитов, образующих экструзивные купола. Образование кварц-полевошпатовых агрегатов, выполняющих жеоды, связано с газовым переносом и имеет характер аутометасоматоза.

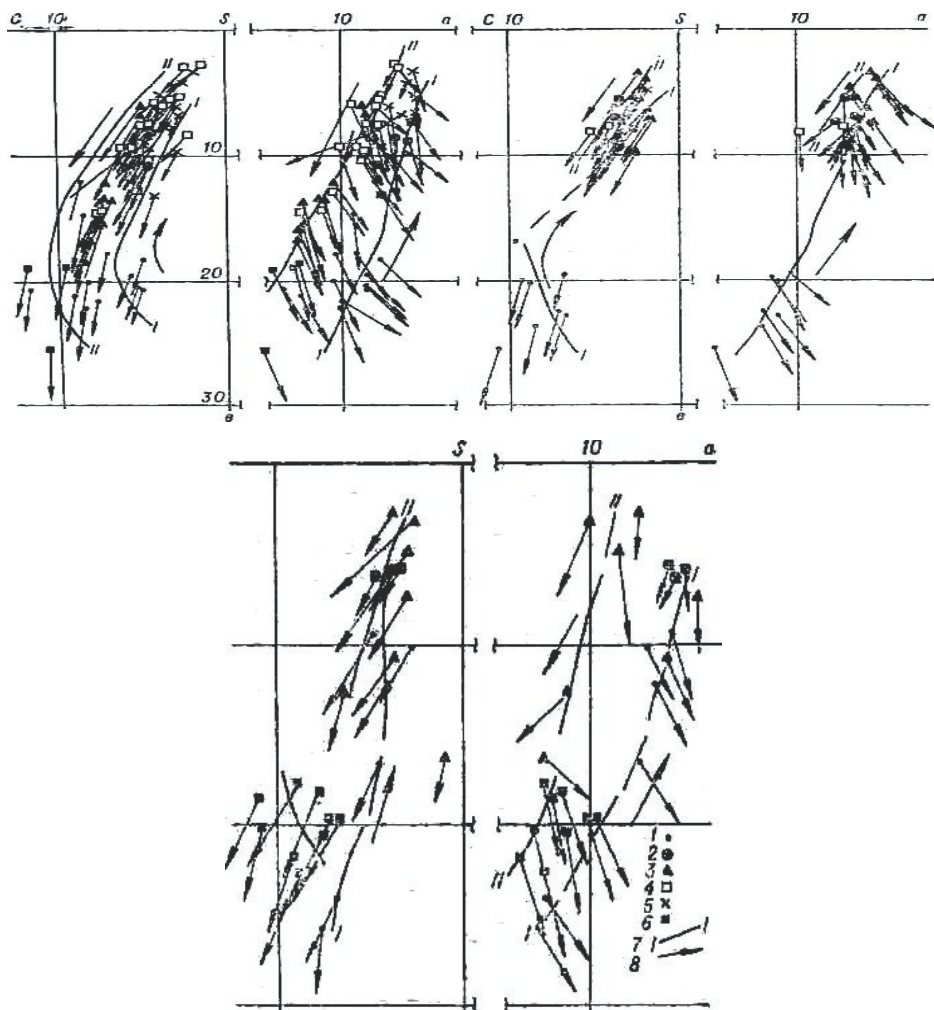


Рис. III-18. Петрохимические диаграммы кислых вулканических пород в сравнении с петрохимией базальт-андезитового вулканизма по методу А. Н. Заварицкого (по Эрлих, 1973).

I – кальдера Семячик, II – кальдера Узон, III – кальдера вулкана Горелый,
 1 – докальдерные базальты, 2 – игнимбриты главной кальдерообразующей фазы, 3 –
 посткальдерные купола, 4-5 – игнимбриты II и III посткальдерных стадий, 6 –
 посткальдерные базальты, 7 – вариационные линии;
 8 – направление дифференциации

Наиболее обычными минералами вкрапленников кислых вулканических пород являются плагиоклазы. Статистическое изучение

плагиоклазов из вкрапленников [Волынец, 1969], показало идентичность их составов в ряду базальт–андезит–кислые вулканические породы (40–90% анортита). Для плагиоклазов 40–60 (максимум на кривой распределения № 51–55) устанавливается интрателлурическое происхождение. Плагиоклазы № 70–90 встречаются в виде корродированных ксенокристаллов, иногда образующих внутренние зоны фенокристаллов, обрастающие более кислыми плагиоклазами поздних генераций. Количество их в породах уменьшается по мере возрастания их кислотности. Ксенокристаллы отличаются обилием включений стекла, придающих им ситовидную структуру. Степень упорядоченности плагиоклазов 0,0–0,30 (среднее 0,15–0,20). В риолитах появляются дополнительные генерации более кислых плагиоклазов (№ 20–40), а степень упорядоченности плагиоклазов № 40–60 в них резко выше обычной (0,725–0,55, среднее 0,40–0,45).

Кварц обычно встречается в виде оплавленных зерен. Типично ксеногенный облик зерен кварца позволяет уверенно говорить о том, что они сформировались в первые этапы кристаллизации или захвачены из вмещающих пород. Тем существенней данные о температурах ранних стадий кристаллизации кварца, полученные для пемз вулкана Хангар. Гомогенизация первичных включений состава газ – стекло в кварце происходит при температурах 1190–1260° С. Второй стадии роста отвечают включения состава стекло – газ с температурой гомогенизации 800–830° С. При этих же температурах гомогенизируется большая часть вторичных включений, залечивающих трещины в зернах. Параллельно со снижением температуры эволюционирует состав газов включений – от состава азот+редкие газы, углекислота и «кислые газы» ($H_2S+SO_2 + SO_3 + NH_3 + HCl + HF$) для высокотемпературных включений и исчезновение азота и преобладание углекислоты с присутствием «кислых газов» во включениях второй стадии (Бакуменко и др., 1970). Эти данные позволяют полностью исключить захват кварца из вмещающих пород и говорить о нем как о характерном минерале ранних стадий кристаллизации кислых вулкаников. В игнимбритах и многих риолитовых экструзиях (в частности, в обсидианах экструзивных куполов) кварц обычно отсутствует. Наиболее обычен кварц для дацитовых и риолито-дацитовых экструзий и пемз посткальдерной фазы.

Среди цветных минералов, преобладают пироксены – гиперстен и авгит. В незначительных количествах во всех разновидностях кислых вулканических пород вплоть до самых кислых присутствует оливин (гиалосидерит). По мере возрастания кислотности породы количество

оливина убывает, и в наиболее кислых разностях (риолиты, обсидианы) он фиксируется как акцессорный минерал. Гиперстен присутствует в количестве 2–3% как в виде вкрапленников, так и в основной массе. $2F=54-70^\circ$, чаще всего $62-67^\circ$, что соответствует гиперстену Fs_{35-45} по номенклатуре А.Полдверварта. В отдельных случаях отмечаются гиперстены Fs_{85} , в частности в дацитах Асио (Япония), в ассоциации с альмандином и фаялитом во вкрапленниках [Kuno, 1966]. Железистость клинопироксенов в андезито-дацитах и дацитах (Fs_{13}) меньше, чем в андезито-базальтах и базальтах (Fs_{14-18}). Общий состав клинопироксенов соответствует формуле $Wo_{45}, En_{42}, Fs_{13}$. Амфиболы и биотит относительно редки и встречаются, как правило, в породах экструзивных куполов. Хотя акцессорные минералы в кислых эффузивах почти не исследованы, обращают на себя внимание частые находки граната (альмандина). Гранаты альмандин-пиропового ряда из кислых эффузивов занимают промежуточное положение между гранатами из метаморфических комплексов и малоглубинных интрузий гранитоидов [Маракушев, Тарарин, 1964]. Особый интерес представляет находка Ф. Ш. Кутыевым в немагнитной фракции пемз вулкана Хангар (Срединный хр. Камчатки) муассанита (SiC) [Erllich, Gorshkov, eds.1979]. Вплоть до последнего времени этот минерал встречался лишь в метеоритах и кимберлитах. Он считается индикатором высоких давлений.

Основные особенности минералогического состава кислых вулканитов дают возможность еще раз подтвердить заключение об их «базальтоидности». В редких случаях, когда центры кислого вулканизма расположены непосредственно на породах метаморфического комплекса (например, Хангар), реликтовые минералы гнейсов и кристаллических сланцев в них отсутствуют. Это говорит о высоких температурах и давлениях ранних стадий кристаллизации кислых магм, что наряду с другими доводами свидетельствует об их первично подкоровой природе.

Обычная ассоциация минералов-вкрапленников в наиболее широко развитых комплексах кислых вулканических пород (кварц, кислый плагиоклаз – гиперстен – авгит, акцессорные альмандин и фаялит), близка к обычному комплексу минералов чарнокитов. Отмечается соответствие и высоких температур и давлений при образовании обоих комплексов. Аналогия подчеркивается частыми находками в пемзах включений анортозитового состава.

В связи с этим отметим, что кислые вулканиты Охотско-Чукотского пояса характеризуются ассоциацией минералов, типичных для чарнокитов [Маракушев, Тарарин, 1964]. Та же ассоциация характерна,

как мы видели, и для кислых вулканитов Камчатки. Базальты и кислые вулканиты составляют два элемента триады чарнокитового комплекса. Третьим элементом являются метаморфические образования преобразованных низов коры. Это приводит к общей гипотезе о том, что кислый вулканизм в островных дугах и связанных с ними геотектонических системах является отражением процесса резкого роста мощности коры и формирования чарнокитового метаморфического комплекса в составе низов её гранитного слоя [Matsumoto, 1965, Erlich and Gorshkov, eds., 1979]. Гипотеза о преобразовании низов коры созвучна с представлениями об образовании гранитов «in-situ» [Cuo-Neg Chen and Grapes, 2007], но предполагает, что имеет место не только выплавление гранитов (крайний случай), но и преобразование коры в условиях глубокой гранулитовой фации метаморфизма. Предлагаемая гипотеза не противоречит представлениям о связи вулканизма с потоком летучих, идущим от границы ядро–нижняя мантия [Ларин, 2005]. Она просто определяет уровень, на котором проявляется воздействие этого потока.

Прекрасным подтверждением идей В. Ларина о преимущественно гидридном (водородном) составе глубинного потока газов являются наблюдения над вариациями потока водорода в зоне близ разломов Сан-Андреас и Калаверас в центральной Калифорнии [Sato et al., 1986]. Это подтверждается и данными о преимущественно-водородном составе газов во фьямме наиболее ранних фаз игнимбригов Якутинской кольцевой структуры в Приморье, Россия [Гребенников, 2005].

Если эрозионный срез в области поднятий достаточно глубок, абсолютный возраст глубокометаморфизованных толщ, прорывающих их гранитов и серий кислых вулканитов совпадает. Такого рода совпадения отмечены для метаморфид Срединного массива Камчатки, зоны Риоке в Юго-Западной Японии и зоны Вакатапу на Южном о-ве Нов. Зеландии. Во всех этих случаях метаморфические комплексы сформировались задолго до той или иной фазы кислого вулканизма. В период, соответствующий катастрофическим вспышкам вулканической активности, всегда отмечается общее поднятие метаморфических комплексов и повторные фазы калиевого метасоматоза.

Наиболее древние метаморфические комплексы Срединного хребта датируются периодом 178 млн лет. В то же время многие образцы имеют абсолютный возраст K-Ar по биотиту 40–45 млн лет, соответствующий возрасту рвущих массив гранитоидов, комагматичных кислым вулканитам третичных вулканических поясов. Метаморфизм пояса Риоке, по геологическим данным, датируется интервалом между средней

пермью и поздним триасом [Minato et al., eds., 1965]. Абсолютный же возраст метаморфид соответствует возрасту рвущих их гранитоидов, комагматичных меловым игнимбритам и туфам толщи Нохи [Minato et al., eds, 1965]. Но наиболее показательны метаморфиды Южного о-ва Нов. Зеландии. По геологическим данным и калий-аргоновым определениям абсолютного возраста, основная фаза метаморфизма датируется здесь предверхнеюрским временем. К-Ar датировки по биотиту из гнейсов близ Альпийского разлома дают даты 4-8 млн лет, т. е. соответствуют времени вспышки кислого вулканизма в провинции Хаураки на Северном о-ве и быстрому поднятию Южных Альп. Гнейсы высокой степени метаморфизма из зоны Вакатапу впервые появляются в гальке только в плейстоценовых отложениях, а вдоль Альпийского разлома широко развиты современные термальные источники. Последняя фаза метаморфизма близ этого разлома обусловлена поднятием в интервале 4-8 млн лет, а тектоническая и термальная активность, связанная с завершающими движениями этой фазы, продолжается и поныне [Nattori, 1968].

Согласно существующим представлениям, гидротермальные вулканогенные месторождения во времени и пространстве связаны главным образом с наземным, преимущественно андезито-дацитовым вулканизмом. Эти месторождения формировались на глубине от нескольких десятков – сотен метров до 1 км. Для данного типа месторождений характерны околорудные гидротермальные породы, представленные вторичными кварцитами и пропилитами, а у поверхности Земли обычна каолинизация и алунизация изверженных и осадочных пород [Василевский, 1961, Василевский, Власов, 1964, Вакин, 1968]. Представляется, однако, что принятая предельная глубина формирования гидротермальных систем резко занижена. Скорее всего, она соответствует глубине локализации гранитоидных массивов под кальдерами, т. е. равна нескольким километрам.

Процессы вулканизма и гидротермальной деятельности связаны с одними и теми же зонами разломов [Василевский, 1964, Василевский и др., 1973, Власов, 1964]. Гидротермальные процессы пространственно в максимуме их проявления сопряжены с участками формирования экструзий дацитов и андезито-дацитов [Вакин, 1968, Василевский, Власов, 1964, Василевский и др., 1973, Шарпапов, Калинин, Васильева, 1977].

К середине 60-х годов XX столетия точки зрения поляризовались. Были сформулированы основные положения обоих основных гипотез образования кислых вулканических пород. С одной стороны,

указывалось, что основным источником «кислых магм» является расплавление пород гранитного слоя под воздействием гидротермальной деятельности [Судовиков, 1964, Аверьев, 1964]. Развитие этой идеи в её крайнем выражении привело к декларации генезиса значительной части базальтов за счет расплавления базальтового слоя коры [Кутыев, Шарапов, 1979].

С другой стороны, всё более четко формулировалась возможность мантийного происхождения гранитов и кислых вулканических пород. Мантийный уровень генерации кислых магм был в первую очередь опробован на материале областей активного вулканизма современных островных дуг [Matsumoto, 1965, Эрлих, 1973, Miyashiro, 1974], но очень быстро был распространен и на магматические формации внутриконтинентальных областей [Кузнецов, Изох, 1969]. Надо учесть, что обе группы гипотез формировались на базе аналитического материала своего времени – 50-60-х годов – петрологический анализ был основан на изучении содержания петрогенных окислов и элементов-примесей.

Анализ геолого-петрологических данных привел к формулированию гипотезы о том, что источником кислых магм Японской дуги является средняя мантия [Matsumoto, 1965].

вопросы формирования кислых магм

Идея возникновения кислых магм в мантии подтверждается описаниями коэситовых эклогитов, приводимыми В. С. Соболевым [Соболев, 1979]. Первая такая находка была сделана в виде ассоциаций минералов, включенных в алмазы, в двух кристаллах алмаза, в которых совместно присутствовали гранат, омфациит и коэсит [Соболев и др., 1976]. Сомнений в том, что эти алмазы образовались в коэситовых эклогитах при давлениях 40–50 Кбар, не возникает. Несколько позже, в трубке «Робертс-Виктор» из Южной Африки был найден ксенолит гроспидита, по составу граната соответствовавший пограничной области между коэситовым эклогитом и гроспидитом, содержащим 6% коэсита и 0,6% санидина. Так как в последнем случае алмазы отсутствуют, можно допустить, что давление при образовании этой породы могло быть несколько ниже, превышая 29 Кбар, а температура – 900° [Smyth and Hutton, 1977].

В пользу мантийного происхождения кислых магм говорят и геолого-петрологические данные о кислом вулканизме современных областей активного вулканизма западной части Тихокеанского кольца. Важной

особенностью материала, связанного с вулканическими поясами активных островных дуг, явилась возможность рассмотрения вулканического процесса на фоне тектонических преобразований, которые могли быть количественно оценены с использованием непосредственно измеряемых параметров. Таковы:

- мощность коры,
- высота эрозионно-тектонического рельефа, предположительно пропорциональная амплитуде новейшего поднятия,
- объем разновозрастных вулканических построек,
- диаметр кальдер и вулкано-тектонических депрессий [Эрлих, 1973].

Исследования последних десятилетий намечают новый подход к решению проблемы об источнике кислых магм. Среди них надо назвать:

- Изотопные исследования, позволяющие определить наличие и даже «количественный вклад» процессов контаминации. Речь идет в первую очередь об изотопах Nd. В последнее время большая индикативная роль придается изотопам Be;
- Новый подход к механизму образования кислых магм, связанный с признанием «трансмагматического» характера несущих кремнезем растворов. В 50-60-х годах почти исключительно рассматривался механизм фракционирования базальтовых и базальт-андезитовых магм, хотя еще в то время великим петрологом XX столетия Д. С. Коржинским были развиты и деи трансмагматической природы флюидов. Редким исключением является использование этих идей Ю. А. Кузнецовым и Э. П. Изохом (Кузнецов, Изох, 1969).
- Геофизические данные о строении корневых зон вулканотектонических депрессий. Здесь надо особо отметить геофизические исследования на кольцевом комплексе Мессум (Этендака, Намибия) [Bauer, Trumbell and Vietor, 1974]. Важной чертой этих работ является использование сейсмического профилирования. Эти исследования не только показали наличие в корневых частях вулканотектонических депрессий конических даек, но, что особенно существенно, были проведены на базальтовом комплексе лав, завершившимся образованием кислых экструзивных куполов. С образованием этих вулканотектонических депрессий не связываются извержения масс кислой пирокластики, обычные для кальдер типа Кракатау.

В районе Мутновской сопки кислые вулканические породы четвертичного возраста образуют плато. Отсюда был сделан вывод о том,

что кислые «плато-дациты» явились результатом извержений из многочисленных рассеянных по площади центров, т. е. явились формой араеального вулканизма [Кеpezжинскас, 1971].

Площадной (ареальный) характер распространения «плато-дацитов» в районе Мутновской сопки свидетельствует в пользу формирования кислых магм в ходе роста корней гор. На кислый вулканизм как один из элементов чарнокитовой триады указывает и присутствие в плато-дацитах многочисленных базальтовых ксенолитов. Большая часть ксеногенного материала изверженных пород в лавах вулканов-экструзий андезито-дацитов несет черты частичного плавления или своеобразного высокотемпературного «выщелачивания», при котором происходит окисление элементов переменной валентности (железо) под воздействием флюидов. Эти явления, морфологически сходные с описанными в ксенолитах базитов пород нижней коры, присутствующих в базальтоидах [Кутыев, Шарапов, 1979], по этому признаку отличаются от них. Поэтому можно заключить, что в верхней коре окислительный потенциал глубинных флюидов существенно выше, чем в нижней [Шарапов, Симбирев, Васильева, Третьяков и др., 1979].

1. Генезис, предлагаемая модель. Изложенное, как нам кажется, полностью исключает для кислых вулкаников рассматриваемых районов возможность образования в результате расплавления участков гранитного слоя коры [Власов, 1963, Nealy, 1984; Bemmel, 1949; Кузнецов, 1964, и др.] или при локализации питающих магматических очагов, выполненных кислыми производными базальтоидной магмы, в коре с наложением на них процессов ассимиляции [Фаворская, 1964; Малеев, 1964]. Обзор данных о геолого-петрологических особенностях гранитоидного вулканизма и ультраметаморфизма, проведенный Ю. А. Кузнецовым и Э. П. Изохом (Кузнецов, Изох 1969), привел и этих авторов, долгое время развивавших идею о вертикальной миграции магматического фронта и плавлении гранитного слоя коры, к заключению о подкоровом источнике гранитоидов и метаморфизирующих флюидов. Основные особенности обоих процессов поразительно совпадают с главными чертами комплекса четвертичных кислых эффузивов, отмеченными выше.

На основе экспериментальных данных была построена модель образования кислых магм за счет парциального плавления кварц-эклогитовых комплексов средней мантии при подъеме под действием конвекционных потоков к границе М [Matsumoto, 1965]. Эволюция такого расплава близка к картине, наблюдаемой при высоких давлениях в системе $Mg_2SO_4-SiO_2$; при этом отмечается возможность устойчивого

существования при определенных P–T-условиях фаз стишовит + расплав, коэсит+расплав и энстатит+коэсит. Такой механизм представляется принципиально возможным, но геологическое приложение его встречает две основные трудности.

а. Подразумевается полная самостоятельность выплавки кислых магм и не учитываются реально наблюдаемая теснейшая связь кислых вулканических пород с базальтами, в частности при извержениях базальтовых вулканов.

б. Предлагаемая конвекционная модель подъема магм, предполагает ширину зон кислого вулканизма около 1500 км, что почти на два порядка больше реально наблюдаемой.

2. Некоторые следствия. Принятие гипотезы о механизме насыщения магмы кремнекислотой за счет поступления в расплав SiO₂ из трансмагматических растворов избавляет от необходимости связывать объемы кислых магматических пород с объемами пород базальт-андезитовой серии. Таким образом, получают объяснение области самостоятельного распространения обширных игнимбритовых покровов, не ассоциирующихся непосредственно с базальт-андезитовым вулканизмом (типа игнимбритов Тобы на Суматре).

Изотопный состав сам по себе не несет принципиально новых решений. Он просто на новом, более тонком аналитическом уровне отражает те же закономерности, которые были установлены при анализе петрохимии и содержания малых элементов-примесей. Достоверность получаемых интерпретаций в конечном итоге прямо связана с принимаемыми моделями изотопного состава различных геодинамических и литологических обстановок – мантии, коры, осадочных комплексов. Естественно потому, что переход к исследованию изотопов пока не принес решающих сдвигов в получении однозначных решений об относительной роли мантийных и коровых компонентов. Изучение изотопов свинца привело к выводу о значительной роли ассимиляции коры в формировании риолитовых магм [Lipman et al., 1978]. Вовлечение осадочного материала в процесс магмообразования приводит к наблюдающемуся иногда искажению стандартных для островных дуг величин изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,70298– 0,70345) в сторону более высоких значений (до 0,70450 в базальтах Командорских островов), коррелирующих с пропорциональным уменьшением отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd [Perry et al., 2005]. Осадочный материал, по-видимому, способствовал также существенному обогащению магматических расплавов калием, рубидием, свинцом, барием и

стронцием, концентрация которых в толеитовых базальтах островных дуг в случае прямого плавления гарцбургитовой мантии была бы значительно ниже. Обнаружение в вулканических бомбах и лавах современных вулканов островных дуг короткоживущего (период полураспада $1,5 \cdot 10^6$ млн лет) радиогенного изотопа бериллий-10 – первое прямое подтверждение участия осадочного материала, погружающегося в мантию при субдукции, в процессе островодужного магматизма как на стадии зрелых островных дуг типа Курил [Авдейко и др., 1986], так и, что особенно важно, на стадии выдвинутых в сторону океана островных дуг типа Изу-Бонин.

Прежде всего было подтверждено, что изотопный состав серий кислых вулканических пород в зоне Таупо, Северный Остров Новой Зеландии непосредственно наследует изотопные характеристики базальт-андезитовых серий [Price et al., 2005]. Близкий к нашему вывод о том, что кислый вулканизм отражает рост гранитного слоя коры был сделан на основе изучения изотопных соотношений неодима [Perry, dePaolo, Baldrige, 1993]. На основе изучения изотопного сдвига (неодимового корового индекса) авторы отмечают ведущую роль мантийных составляющих, связанных с фракционированием мантийных базальтов. Риолиты преимущественно являются результатом интенсивной фракционной кристаллизации базальтовой магмы, сопровождающейся ассимиляцией вмещающих пород. Авторы показали, что широко известный эпизод кайнозойского магматизма, связанный с кальдерами на западе Северной Америки, представляет большой период быстрого формирования земной коры, который может быть равен скорости роста земной коры в протерозое. Изучение изотопного состава кислых вулканических пород привело к признанию интенсивного роста земной коры под кальдерами [Johnson, 1991].

Принятие идеи о возникновении кислых магм и кислом вулканизме как отражении процесса роста гранитного слоя коры снимает вопрос об источнике рудного вещества – обогащение им может являться комбинацией рудных компонентов, мобилизованных в ходе метаморфических процессов из осадочных комплексов. Сходный механизм концентрации рудных компонентов предлагается для меднопорфировых месторождений и эпитермальных месторождений золото-серебряной формации [Tomkins and Mavrogenes, 2003], говорящих о существенной роли анатексиса корового материала в процессе мобилизации рудных компонентов.

Ускоренный рост и преобразование структуры коры в пространстве происходят дискретно: в системе островных дуг они сосредотачиваются на отрезках, соответствующих геотектоническим системам типа Камчатки, а в пределах последних ассоциируются с центрами кислого вулканизма, кальдерами и вулканотектоническими депрессиями. Ускоренный рост коры в равной мере связан с объемами магматических продуктов и скоростью их поступления на поверхность (количество и интенсивность циклов вулканической активности).

Таким образом, именно рост гранитного слоя коры отличает геотектонические системы типа Камчатки. Ситуация аналогичная росту базальтового слоя коры на стадии перехода от срединно-океанических хребтов к островным дугам нормального типа. В 60-х годах, шли ожесточенные дискуссии: что происходит с корой островных дуг – базификация или, наоборот, гранитизация. Как видим, имеют место оба процесса, но на разных стадиях: вначале базификация, затем гранитизация.

Различен лишь механизм их. Если базификации соответствует рост коры за счет выжимания меланжа базальтового и гипербазитового материала, то гранитизация происходит за счет химической трансформации коры под воздействием флюидов.

Предлагаемая модель открывает возможность понимания причин локализации крупных рудных месторождений в пределах кольцевых структур [Фаворская и др., 1974]. Коническая система разломов корневой части таких структур создает предпосылки для подсоса глубинных флюидов; метаморфогенные воды, связанные с трансформацией коры и активным ростом гранитного слоя, обеспечивают активную циркуляцию вновь созданных гидротермальных систем; и, наконец, переработка коры, преимущественно сосредоточенная в пределах кольцевых структур, приводит к мобилизации рудного вещества коры и верхней мантии. Картина становится полной, если учесть благоприятные структурные условия для локализации рудных тел, существующие в пределах вулканотектонических депрессий.

О связи рудообразования с процессом преобразования коры говорит и то, что крупнейшие золоторудные месторождения в системе современных островных дуг располагаются в пределах геотектонических систем типа Тайваня, то есть в районах с наиболее сформированной гранитной корой. Примером может служить золоторудная минерализация Папуа-Новой Гвинеи и Корякского национального округа. Детальное минералогическое и геохимическое изучение керн из

рудного поля Сусу в Папуа-Новой Гвинее показало, что минерализация, скорее всего, была сформирована в результате переотложения материала вулканокластических пород и рудных труб, сформированных в ходе современной гидротермальной деятельности. В то же время предполагается, что орогенные золоторудные месторождения в Отаго (Южный остров Н. Зеландии) были сформированы непосредственно в ходе прогрессирующего метаморфизма на глубине. При этом участие других источников рудных компонентов, таких как магматические флюиды, не исключается, хотя прямые доводы в пользу этого отсутствуют [Pitcairn, Teagle et al., 2006].

Две находки проливают свет на источник кремнекислоты в кислых магматических породах:

1. Обнаружение коэсита во включениях в работе [Соболев, 1979] явно указывает на глубинный (средняя мантия) источник в которой кремнекислота проявляется в минеральных формах;

2. Исследование газово-жидких включений в кварце из пемз вулкана Хангар [Бакуменко и др., 1970] со всей очевидностью говорит о высоких температурах их гомогенизации, необычных для кислых вулканических пород. Эти данные смыкаются с описаниями коэсита.

Постоянные находки самородных металлов в кислых вулканических породах свидетельствуют о восстановительной обстановке в расплаве. С этим смыкаются данные о существенно-водородном составе газов.

Реальность отдельных элементов этого процесса подтверждается включениями кварца в базальтах. Следы увеличения их объема могут свидетельствовать о фазовых переходах высокобарных модификаций SiO_2 .

Основным механизмом образования кислых магм, по-видимому, является процесс отделения богатых SiO_2 расплавов и растворов от базальтов. Физико-химическая сторона этого процесса пока не может быть рассмотрена в деталях. Однако на реальность его и основные условия развития указывают эксперименты. В них исследовалось поведение образца базальта при давлении 10 Кбар в присутствии воды под действием температурного градиента без плавления. Через неделю в относительно более холодном конце капсулы скопилось до 25% гранитного вещества (при фракционном отделении кислых расплавов от базальтовой магмы количество их не превышает 5% исходного объема). Наиболее подвижными компонентами при этом процессе в присутствии

воды, естественно, являются щелочи и кремнезем. Обогащенные SiO_2 флюиды могут отделяться в виде расплава и флюида.

Постоянная связь гидротермальной активности с кислым вулканизмом очевидна и общепризнанна. Она подтверждается тесной ассоциацией с районами кислого вулканизма современных гидротермальных источников. Количество и масштаб их деятельности здесь совершенно несопоставимы с теми, которые локализуются в областях базальт-андезитового вулканизма. Точных цифр, характеризующих эти различия, нет, однако можно отметить, что все крупнейшие поля гидротерм (Долина Гейзеров, Семячичская группа источников, Паужетка, Бол. Банные Ключи, Паратунка на Камчатке, гидротермальные проявления района Вайракеа и Вайотапу и гейзеры Ротороа Нов. Зеландии, гидротермальные поля районов Куджу и Унзена на Кюсю и Усу на Южном Хоккайдо, гейзеры Йеллоустонского парка) приурочены именно к районам кислого вулканизма. Такая связь тем более показательна, если учесть, что при извержении центров кислого вулканизма выделяется огромное количество не растворенных в магматическом материале свободных летучих, главным образом, паров воды.

Глава III-2. Некоторые общие проблемы геологических наук

Парадоксы могут рассматриваться как помеха,
или как большой источник информации

[Anderson, 1999] no [Sheth, 1999]

В предыдущих главах рассматривались результаты эндогенных процессов тектоники и вулканизма, в настоящем разделе говорится, с одной стороны, о воздействии планетарных сил, в частности ротации Земли, и с другой – о воздействии магматических процессов на биосферу нашей планеты.

Прежде всего надо не забывать, что эндогенные процессы протекают в поле вращения Земли. Признание этого факта определяет источник усилий и делает ненужным поиски их в парности срединно-океанических хребтов и островных дуг и сходных с ними геотектонических систем.

Пространственная локализация подвижных поясов

Ротационные силы определяют пространственное положение линеаментов, каковыми собственно и являются островные дуги. Все поиски закономерностей пространственной локализации линеаментов, связанных с полем вращения Земли, начиная от регматической сетки разломов [Sonder, 1956], планетарной системы трещин [Шульц, 1964, 1971] до идей о существовании критических меридианов и широт [Quiring, 1921, Воронов, 1968, 1968, Стовас, 1963, Каттерфельд, 1962] велись, используя эмпирические данные о пространственном положении орографических элементов на поверхности Земли.

Первым общим вопросом при рассмотрении геодинамики каких-то типов структур является проблема закономерностей их пространственной локализации. Рассматриваются два основных типа планетарной сетки глубинных разломов:

1. Наличие относительно равномерной планетарной сетки регматических разломов, отражающей общее тетраэдрическое строение планеты [Sonder, 1956, Личков, 1965].

2. Наличие критических параллелей и меридианов [Стовас, 1957, 1960, Каттерфельд, 1962]. Обзор проблемы помещен в статье [Эрлих, 2012].

В обоих случаях надо учитывать, что геотектонические системы локализуются под действием ротационных сил, возникающих при вращении Земли. В результате возникают вихревые структуры [Ли Сыгуан, 1958].

вихревые структуры.

Платформы в поле вращения Земли

Это звучит парадоксально, но в теории, само название которой обозначает основу «теории плит», характер движения отдельных плит не рассматривается, так же как и характер деформации плит в процессе их движения. Плиты, будь то платформы или срединные массивы, рассматривались как чисто пассивный элемент, просто реагирующий на движения, генерируемые в активных структурах (срединно-океанические хребты и островные дуги). Нелепость подобного допущения очевидна любому геологу, работавшему на платформах. А между тем в процессе

движения («плавания») плиты подвергают деформации окружающие структуры и деформируются сами.

Классифицируя различные типы вихревых структур, их называют по буквам греческого алфавита, с которыми сходен рисунок тех или иных структур. Таковы, к примеру, ϵ -структуры, η -структуры. Следуя тому же принципу, мной выделяется еще один тип вихревых структур – z-структуры. Пример такой структуры, сформировавшейся в неогеновое время на Камчатке, приведен на рис. I-8 в части I очерков геологии островных дуг [Эрлих, 2012].

Можно выделить два основных типа таких структур:

1. Структуры, локализующиеся вдоль критических параллелей. Это так называемые η структуры по Ли Сы-гуану. Вращение жестких блоков происходит под действием сдвигов вдоль критических параллелей. Примерами могут служить дуга Сунда (рис. III-19) и дуга Нова Скоша (Nova Scotia) (рис. III-20). и такого же рода структура, примыкающая с севера к центральной части Алеутской дуги.

2. Вторым типом структур вращения являются так называемые структуры типа эпсилоа. Они возникают как результат вращения жестких блоков под действием меридионально-ориентированного стресса. В результате во вращающемся блоке возникает система трещин отрыва северо-восточного и северо-западного простирания, контролирующей локализацию кимберлитов, калиевых щелочных пород и внутриконтинентальных рифтов.

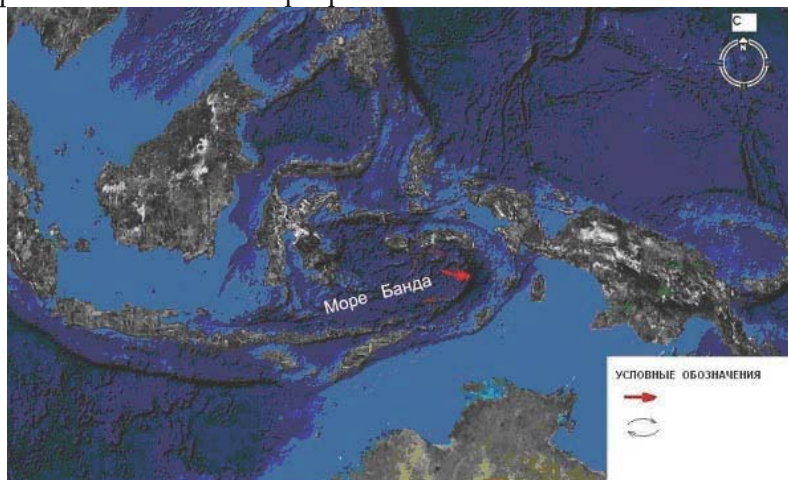


Рис. III-19. η -структура восточной части дуги Сунда и предполагаемая модель её образования за счет вращения жесткого блока моря Банда [Эрлих, 2012]

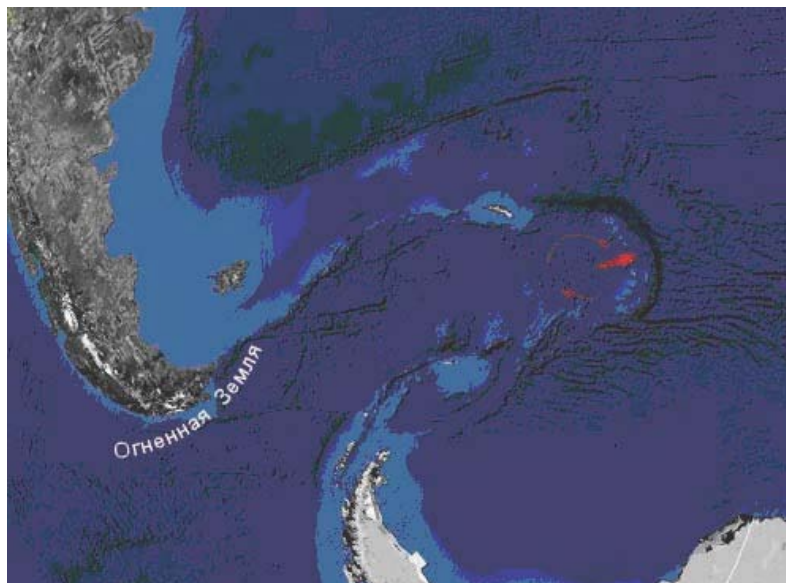


Рис. III-20. η -структура дуги Нова Скоша (Nova Scotia) и предполагаемая модель её образования за счет вращения жесткого блока между Землей Грейама (Антарктида) и Огненной Землей (Южная Америка)[2010]

По всей видимости, большой временной интервал между последней складчатостью и стабилизацией платформенного режима связан с пенеplanationом поверхности и кратонизацией глубинного строения.

Связь платформ с характерными для них эпизодами массового базальтового (трапшового) вулканизма отражает важнейшие эпохи расколов земной коры в частности в океанах и образование океанических рифтовых зон. Начальным событием в этом отношении явился распад первичного материка – Пангеи на Лавразию и Гондвану (рис. III- 21) и последующий раскол их на плиты, в основном соответствующие сегодняшним материкам. Раскол сопровождается расползанием плит по криволинейной поверхности планеты под действием ротационных сил.



Рис. III-21. Раскол первичного материка Пангеи на две составляющих – Лавразию и Гондвану и последующий раскол этих двух последних на плиты современных материков

Совпадение положения трапповых полей с расколами океанического дна и внутриконтинентальными рифтами достаточно наглядно видно на приводимых ниже рисунках (рис. III-22-III-24).

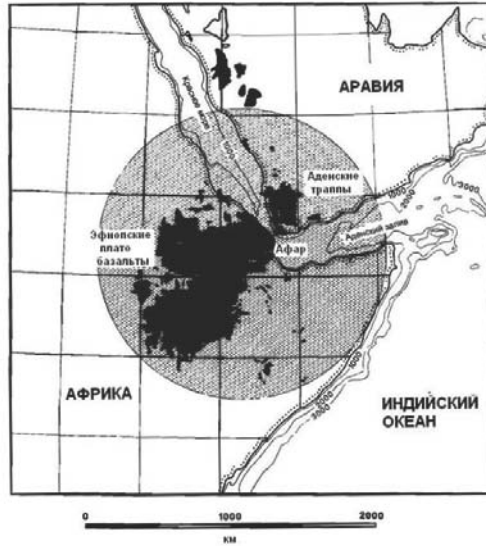


Рис. III-22. Трапповые поля провинции Йемена и Эфиопии в соотношении с расширением Красного моря. модифицировано по [White and McKenzie, 2006]

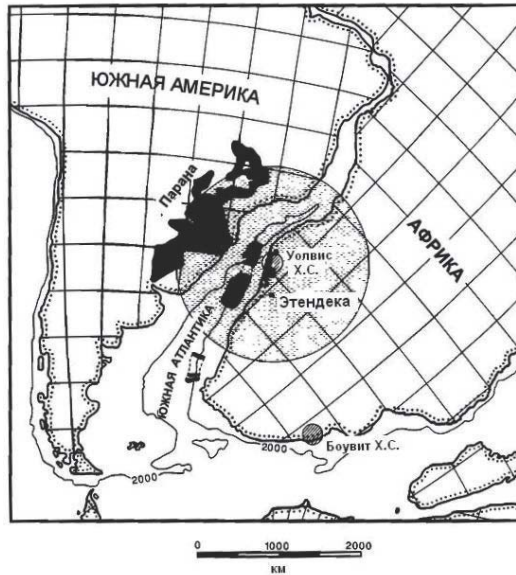


Рис III-23. Трапповые поля провинции Этендека (Африка) и Бразилии и расширение Южной Атлантики. модифицировано по [White and McKenzie, 2006]

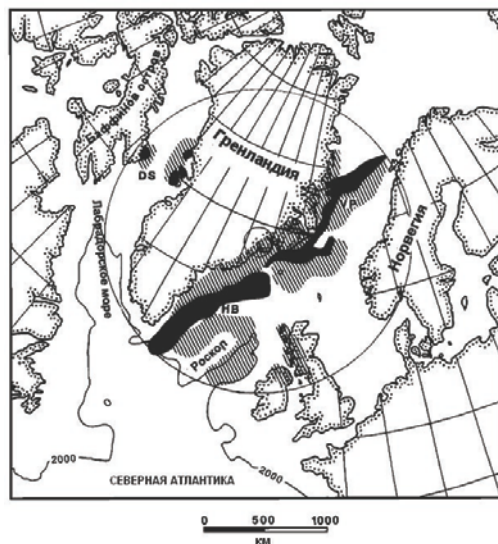


Рис. III-24. Траповые поля Брито-Североатлантической провинции и открытие океанического бассейна Северной Атлантики. модифицировано по [White and McKenzie, 2006]

При рассмотрении этой серии рисунков надо отметить, что траповые поля почти повсеместно связываются не просто с процессом раскрытия океанов, а прежде всего с расколом платформенных плит.

Результатом продолжающихся метасоматических процессов и прохождения летучих вдоль древних сутуров в течение миллионов лет приводит к формированию неглубоко залегающей обогащенной мантии, материал которой захватывается в ходе вулканического процесса [Bailey, 1982, Sheth, 1999].

Жесткие блоки платформ в поле вращения Земли подвергаются действию центробежных сил и в результате сдвигаются с учетом кривизны планеты. В итоге в них генерируются стрессовые меридионально-направленные усилия, и они испытывают поворот, образуя вихревые структуры типа эпсилон (ϵ).

При описании авлакогенов северной части Сибирской платформы говорилось, что они образуют правильную сеть структур субмеридионального простирания, отстоящих друг от друга на расстоянии одного порядка (около 500 км) и протяженностью от сотни до тысячи километров. К западу от этой системы на расстоянии располагается меридиональный Уральский подвижный пояс, к востоку на

расстоянии того же порядка – меридиональный разлом, ограничивающий Верхоянскую складчатую систему.

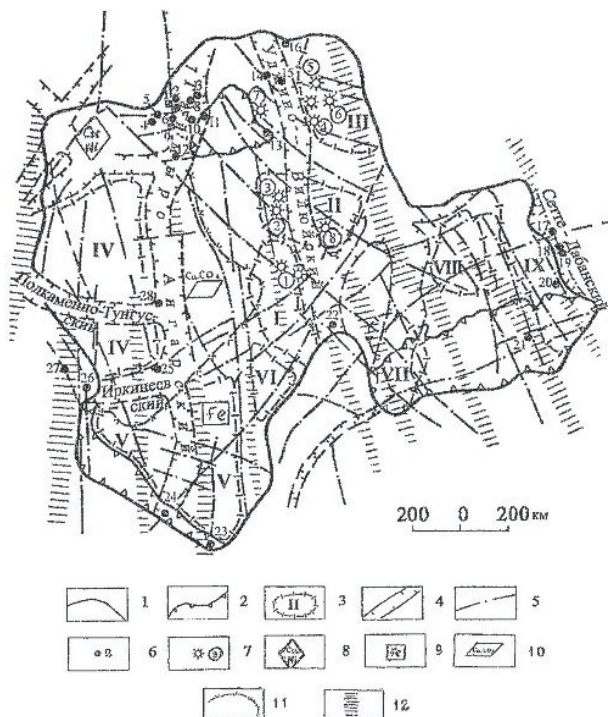


Рис. III-25 Тектоническая схема Сибирской платформы [Белов и др., 2008]

- 1 – границы платформы, 2 – контуры кристаллических щитов и выступов,
 3 – архейские кратоны и их номера (I – Вилюйский, II – Тунгусский,
 III – Оленекский, IV – Тунгусский, V – Ангарский, VI – Верхне-Ленский,
 VII – Чарский, VIII – Алданский, IX – Амгинский), 4 – рифтогенные структуры (авлакогены,
 грабены), 5 – глубинные разломы, 6 – массивы ультраосновных щелочных пород и их номера (1
 – Гули, Седетте, 2 – Одихинча, 3 – Немакит,
 4 – Чангит, 5 – Атырдык, Романиха, 6 – Далбыха, Урукит, Быхыт, 7 – Кугда,
 8 – Сона, Чубука, 9 – Бор-Урях, 10 – маган. 11 – Ыраас, 12 – Ессей,
 13 – Куонамская группа, 14 – Чуэмпинский, 15 – Томтор, Богдо, 16 – Буолкалахский,
 Уэлинский, 17 – Поворотный, Гек, Воин, 18 – Горноозерский, 19 – Хампа,
 20 – Ингали, 21 – Арбарастах, 22 – мурунский, 23 – Большежидойский, 24 –
 Белозимская группа, 25 – Чадобецкий, 26 – Татарский, 27 – Кийский, 28 – Чавидский),
 7 – алмазные кимбердтвье районы (в кружках:
 1 – мало-Ботубинский, 2 – Далдыно-Алакитский, 3 – мунский,
 4 – Средне-Оленекский, 5 – Нижне-Оленекский, 6 – Приленский, 7 – Куонамский,
 8 – Среднемархинский), 8 – Норильский район медноникелевых с платиноидами
 месторождений, 9 – Ангаро-Илимский район магнетитовых

*(манганомагнетитовых) месторождений, 10 – район месторождений исландского шпата,
11 – области траптов Тунгусской синеклизы,
12 – линейные структуры, выделяемые по космогеологическим данным)*

На тектонической схеме Сибирской платформы [Белов и др., 2008] видна правильная повторяемость разломных зон субмеридионального простираения (рис. III-25).

Аналогичным образом построена и система секущих платформу разломов широтного простираения. В отличие от субмеридиональных систем, ассоциирующихся с авлакогенами, иронтные зоны разломов имеют в основном сдвиговую природу.

Подвижные линейные геотектонические системы субмеридионального простираения орографически выраженные в подводных хребтах располагаются к югу от жесткой плиты полуострова Индостан. Порядок расстояния между ними тот же, что и отмеченный выше на Сибирской платформе. Тектоническая природа этих зон различается во времени и пространстве, при единстве простираения.

При рассмотрении двух гипотез пространственного распределения геологических структур – теории критических широт и долгот и регматической сетки долгоживущих планетарных зон разломов – надо иметь в виду, что они не исключают друг друга. Элементы регматической системы естественно будут использовать критические широты и долготы. Обзор гипотез пространственного распределения подвижных геотектонических систем приведен в обзоре геодинамики островных дуг и сходных с ними геотектонических систем (см. на этом сайте). Характерной чертой пространственной локализации меридионально-ориентированных зон долгоживущих структур является равенство расстояний между ними. Это определяет выбор в пользу регматической системы разломов как определяющей причины пространственного распределения тектонических структур, что не исключает приспособления элементов этой сетки к критическим широтам и долготам.

Вопросы разломной тектоники как платформ, так и подвижных поясов (на примере островных дуг) и их кинематики рассмотрены в главе III-3 этой книги.

Общей чертой распределения во времени кимберлитов является синхронность их проявления в виде глобальных пульсов, одновременно охватывающих все районы планеты. Это отмечалось Е.Е. Милановским и Б. А. Мальковым и Э. Эрлихом и В.Д. Хаузелом [Милановский и Мальков, 1980, Erlich, Hausel. 2002].

Учитывая очевидную связь кимберлитов с глубинными источниками, несмотря на малые сравнительно с эпизодами траппового вулканизма объемы кимберлитовых проявлений синхронность их пульсов при глубинности их формирования свидетельствует о глобальной природе этих событий.

Новым и, наверное, перспективным направлением исследований закономерностей пространственного распределения платформенных областей является попытка определения связи их движений с кривизной поверхности вертикальных движений земной коры [Грачев, Мухамедиев, Николаев, 2000].

Эпизоды траппового магматизма и биологические кризисы

Массовое вымирание биологических видов в конце перми было одним из величайших биологических кризисов в истории Земли. Для того чтобы точнее определить время и в конечном счете причины этого события, были проведены точные геохронологические, изотопные и биостратиграфические исследования нескольких хорошо сохранившихся разрезов Южного Китая. Высокоточное U-Pb датирование установило, что пик вымирания имел место непосредственно перед 252.28 ± 0.08 миллионов лет назад, после уменьшения 2 на миллион (‰) в содержании $\delta^{13}\text{C}$ в течение более 90,000 лет и совпадает с ^{13}C привнесом – 5‰, которое, как предполагается, длилось в течение 20,000 лет. Интервал времени, в течение которого происходило вымирание, был менее 200,000 лет; вымирание происходило синхронно на суше и в море; ассоциированные с этим интервалом слои обогащенные обугленной древесиной и загрязненные сажей указывают на значительные пожары на суше. Массовое освобождение термогенной двуокиси углерода и метана могло вызвать катастрофическое вымирание биологических видов [Shen Shu-zong, Crowley, et al., 2011].

Обычно эти кризисы называют эпохами великих вымираний, что в корне неверно. В самом деле ведь, во-первых, речь идет не только о массовом вымирании каких-то видов, но одновременно о мутациях других, в результате которых жизнеспособность видов второго типа укрепляется, и они получают повсеместное распространение. Так что правильнее говорить о времени великих мутаций. Вымирание земноводных на границе перми и триаса сопровождается массовым

появлением динозавров и их расцветом в мезозое. Аналогично в конце мела – начале палеогена происходит не только массовое вымирание динозавров, но одновременно начинается расцвет млекопитающих. Это означает, что оба процесса происходят под воздействием косвенных причин (скорее всего, через газы и, по всей видимости, изменения не мгновенны). Во-вторых, имеют место мутации нескольких порядков не только на границах геологических эр, но и геологических периодов и на других границах биостратиграфической шкалы.

Совпадение времени траппового вулканизма Деккана с предполагаемым временем вымирания динозавров представлялось настолько эффектным, что была развита идея о том, что магмаобразование было связано с огромным (около 500 км в диаметре) кратером, расположенным к западу от Мумбая на шельфе Индийского океана. Кратер был назван Шива [Chatterjee et al., 2006]. Намного более убедительной выглядит связь базальтов Декана с океаническим хребтом Чагос-Лаккадавиа. Такое положение траппов Декана свидетельствует о том, что оно определяется воздействием экспансии по простиранию океанического хребта непосредственно вдоль сдвиговых зон. Это подтверждается наличием больших площадей проявления трапповых полей на океанической коре близ полуострова Индостан.

При всей популярности идея о воздействии вулканических процессов на резкое изменение биологического мира не находит подтверждения. Как сообщают извержения не нанесли особого вреда биосфере, погубив лишь несколько видов животных в Атлантическом океане. Гигантские масштабы излияния базальтов на Камчатке в верхнем-плейстоцено-голоцене соответствуют наблюдению Х. Куно [Куно 1972], который считал, что масштабы эпизодов в частности во время формирования плато Деккана и базальтов плато Колумбия сопоставимы с масштабами современного вулканизма северо-восточной Японии. Это сравнение – образец использования метода актуализма, лежащего в основе наук о Земле [Эрлих, Белоусов, 2015], можно сказать, вбило последний гвоздь в гроб идеи, связывающей гибель динозавров с ударами болидов. Но мало того, Х. Куно в своей статье говорит о том, что выделение огромного количества тепла, имевшего место в ходе каждого пульса траппового вулканизма, не может быть результатом внезапного импульса, а является результатом накопления тепловых ресурсов в ходе всей предшествовавшей истории развития структур платформ.

Наиболее принятым объяснением в русскоязычной литературе причины траппового вулканизма Сибирской платформы является его

связь с суперплюмом [Добрецов, 1997]. При этом обычно ссылаются на то, что разновозрастные вулканы встречаются в самых разных районах от Сихоте-Алиня до Урала. Дело ограничивается ссылкой, никакой попытки анализа данных нет. Учитывая авторитет Н. Л. Добрецова, как председателя СО РАН, это мнение получило широкое распространение.

Говоря о теории суперплюма, якобы объясняющей трапповый магматизм надо иметь в виду данные, приводимые в статье Х. К. Шета [Sheth, 1999]. Работа привлекает сочетанием детального анализа разнообразного фактического материала от петрологии и радиометрических датировок до широкого геологического подхода с учетом всего спектра геологического развития от докембрия до неотектоники. Детально рассматривая материал по декканским траппам, он убедительно показал, что декканские рифтовые зоны следуют докембрийским структурам литосферы Индийского океана. По его данным, рифт Камбей и западный фронт Индийской плиты следует докембрийскому тренду Дхарвар. Рифты были областями интенсивного осадконакопления задолго до времени формирования декканских траппов. Отмечается наличие огромного мезозойского бассейна в районе рифта Нарманда–Тапи, где под декканскими траппами общая мощность осадков составляет 1800 метров. Автор детально анализирует весь комплекс фактических материалов и шаг за шагом показывает, что томографические данные отрицают наличие плюма под Индостанским полуостровом (как и под любой другой трапповой провинцией мира). В то же время показана прямая связь декканских траппов с рифтогенными структурами. И не только с ними, а вообще с зонами интенсивных тектонических движений. Не менее чем связь с рифтогенными структурами важна отмеченная Х. К. Шета связь траппового вулканизма с выраженным в рельефе валообразным поднятием Западного Гхата, следующим вдоль западной границы полуострова Индостан. Здесь располагаются горы с абсолютными отметками до 2670 метров – высочайшие на полуострове.

Х. К. Шет [Sheth, 1999] убедительно доказал, что ранее поля траппов Деккана протягивались далеко на юг от поля их современного развития и сводка новейших радиологических датировок показала, что какой-либо тенденции направленного изменения возрастов по простиранию не существует. Этому выводу отвечают данные А. А. Медведева [Медведев, 2004], установившего связь траппового вулканизма Тунгусской синеклизы и Западно-Сибирской плиты с рифтогенными структурами.

Наличие рифта в основании Западно-сибирской плиты привело к гипотезе о существовании на её месте «Палеообского океана» [Аплонов, 1989]. Отсутствие обязательной связи рифтов в основании плит со срединно-океаническими хребтами иллюстрируется картой системы грабенов в заведомо-шельфовом Северном море (рис. III-26).

Действие поля вращения Земли неизбежно должно сказаться и в различном центробежном «разгоне» резко различных по удельному весу фракций при формировании вулканотектонических структур опускания (рис. II-12). С воздействием поля вращения Земли связывается появление резко более молодых (90 Ма вместо 122 Ма) траппов в восточной части плато Онтонг-Ява [Sheth, 1999].

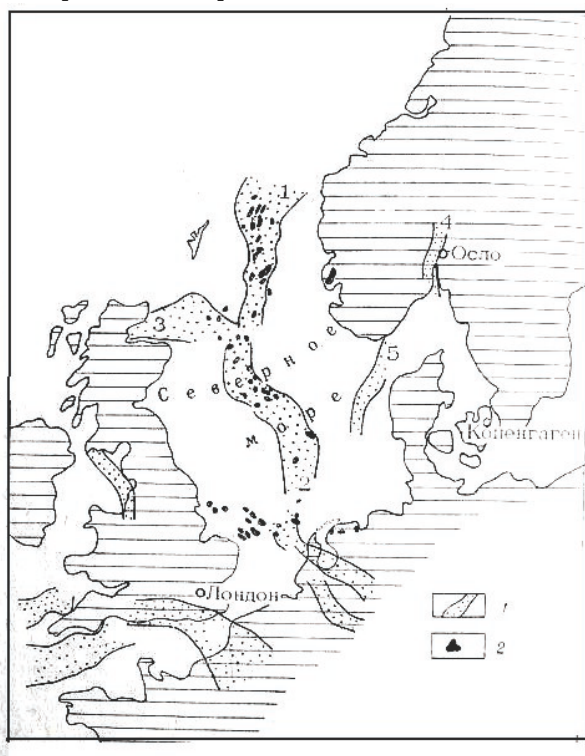


Рис. III-26. мезозойские грабены Северного моря. 1 – грабены (1 – Викинг, 2 – Центральный, 3 – мори-Ферт, 4 – Осло, 5 – Хоро), 2 – месторождения нефти и газа. Из [Сурков, Трофимук, Жеро, и др., 1982]

Причины биологических кризисов

Причины массового вымирания биологических видов рассматривались геологами. Следствием этого явился коренной порок в определении причин – их «геологичность». Как правило, рассматривались две возможных причины этого явления:

- вымирание как следствие одного из двух геологических явлений – метеоритного удара
- и/или вулканического процесса.

В обоих случаях подразумевалось, что имело место отравление газами. Общими чертами обеих гипотез были локальность воздействия предполагаемых факторов гибели и поверхностный характер их воздействия. В самом деле: и радиус воздействия метеоритного удара в виде ударных волн или выделения большого количества отравляющих веществ, и распространение газов, выделенных в результате мощного вулканического извержения, в лучшем случае составляют десятки километров, что не может послужить причиной глобального исчезновения биологических видов.



Рис. III-27. Гибель динозавров, совпадающая с трапповым вулканизмом под действием удара болида. На рисунке сверху – болид еще не ударил о Землю, но динозавры уже гибнут (видимо, от страха). На нижнем рисунке в результате удара болида произошли массовые извержения траппов и отравленные газы динозавры корчатся в муках. Рисунок Национальной научной ассоциации США (NSF)

За рамками рассмотрения оставались вопросы причины мутаций биологических видов, связанных с излучением и одновременно защитой от излучения при появлении и/или исчезновении щита против излучения в виде магнитных полей, не говоря уже о закреплении результатов мутаций на генетическом уровне. В этом отношении

ситуация аналогична той, которая описывалась выше в разделе «Вихревые структуры. Платформы в поле вращения Земли».

Говоря о биологических катастрофах, надо иметь в виду систематичность их появления в ходе геологической истории, на чем и основана стратиграфия и палеонтология в той её части, которая занимается поисками руководящих для определенных слоев ископаемых остатков. Однако в распространенном подходе возник перекокс, связанный с эффективностью исчезновения динозавров и сменой их млекопитающими. Именно на этом (эффектном, но и не более того) эпизоде биологической эволюции оказались сосредоточены все усилия исследователей. Одновременно сказалось увлечение воздействием космических причин в частности в виде метеоритных ударов. Дело доходило до того, что в докладах на научных конференциях всерьез обсуждался вопрос – было ли темно (другими словами – была ли ночь) в момент, когда вымерли динозавры. Парадокс ситуации прекрасно отображен на рис. III-27, выполненном Национальной научной ассоциацией США (NSF).

Изменение состава коры и верхней мантии платформ

Рассмотрение этого важнейшего вопроса следует начать с крупнейшего достижения в области закономерностей пространственного размещения кимберлитового вулканизма – формулировкой так называемого правила Клиффорда, устанавливающего постоянную связь кимберлитового магматизма со стабилизированными кратонами, прежде всего с древними платформами [Clifford, 1966]. Сам факт проявления на поверхности кимберлитового вулканизма указывает на высокие давления в зоне магмообразования, где давления соответствуют пироповой или алмазной фации. Изменение характера вулканизма, фиксируемое правилом Клиффорда, является косвенным свидетельством смены состава летучей фазы, поступающей из глубин. Действительно, если в кратонизированных блоках появляются кимберлиты, то в пределах структур неустановившегося кратонного режима формируются лампроиты. Состав силикатной составляющей обоих типов пород, как известно, идентичен и соответствует перидотитам, но если в лампроитах основным типом летучих компонентов является вода и CO_2 практически отсутствует, то в кимберлитах именно CO_2 является главным

компонентом летучей фазы. Столь резкая смена состава поступающих из глубин газов сопровождается сменой тектонического режима. Именно с поступлением CO_2 из подкорových глубин стабилизированного блока Тирренского моря связывается вулканизм Римской калиевой провинции. Правило Клиффорда рассматривало кратонизированные блоки древних платформ в целом, не разделяя отдельные структуры в их составе. Крупные массивы ультраосновных пород шпинелевой фации (то есть без граната) отмечаются в рассекающих тело платформы авлакогенах (Бушвельдский массив, Южная Африка, Гулинский массив, Маймеча-Котуйская провинция, Сибирская платформа).

Здесь следует обратиться к связи формирования магм ультраосновного-щелочного состава с процессами структурообразования и изменения состава коры. Ключ к этому процессу, как мне кажется, дает рассмотрение соотношения шпинели и гранатов в мантийных ксенолитах из альнеитов с острова Малаита, Соломоновы острова [Neal and Nixon, 1985]. Остывание расплава в ходе преобразования корней структуры и преобразования коры приводит к реакции шпинели с клинопироксеном и амфиболом с образованием граната. При этих реакциях должны меняться плотностные характеристики нижних горизонтов коры. Общий характер этих реакций изображен на рис. III-28.

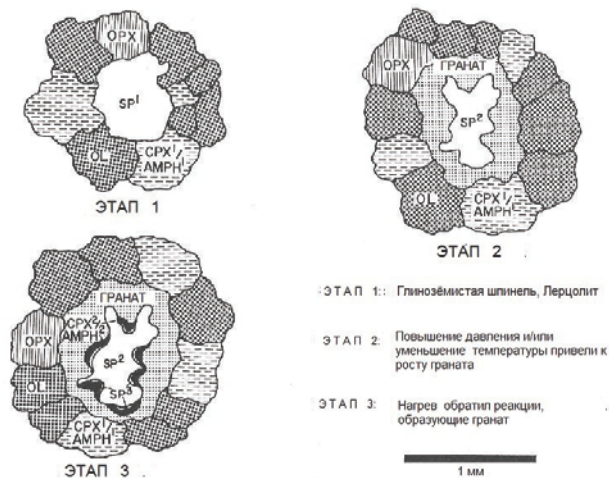


Рис. III-28. Преобразование минерального состава мантийных ультраосновных включений в альнеитовых лавах острова малаита, Соломоновы острова. Схематическая иллюстрация эволюции гранат-шпинелевых лерцолитов [Neal and Nixon, 1985]

В ходе этой реакции количество хрома (вместе с железом) в шпинели возрастает, увеличивая поле её стабильности с сосуществующим гранатом при 959-10390С, то есть на глубине 89-95 км. Последующий разогрев мантии образует жилки вторичного клинопироксена, амфибола и шпинели с обогащенными магнием краями. Предполагается, что подобная реакция в корнях Уджинской антиклинали приводит к инверсии авлакогена с образованием линейной коробчатой антиклинали, контролирующей пространственную локализацию Уджинской провинции ультраосновных-щелочных пород и редкометалльной минерализации. Образование коробчатой антиклинальной складки, повидимому, отражает увеличение давления в зоне магмообразования, сопровождающееся формированием граната. Вряд ли можно считать случайным отсутствие гранатов в породах Томтора, располагающегося в пределах самой Уджинской антиклинали и значительное количество его в породах массива Богдо, располагающегося в районе погружения шарнира Уджинской складки. Важно также отметить локализацию лантан-цериевой минерализации вдоль оси Уджинской антиклинали [Эрлих, Степаненко, 1970], в минерализованных зонах которой общее содержание окислов лантан-цериевой группы местами достигает 20%.

Глава III-3. *de rerum natura*⁴ и большая теория⁵

Необходимость общей концепции

Любому исследователю для плодотворной работы необходимо знать место, которое занимает его материал в общей концепции активности планеты. Поэтому вопросы общей геодинамики различных

⁴ О природе вещей (лат.) Название книги римского поэта и философа Лукреция (99-55 гг. до н.э.)

⁵ Глава написана в соавторстве с Ю. Д. Кузьминым

геотектонических систем Земли являются насущной необходимостью и обычно стоят в центре любого конкретного исследования.

Прошло более 40 лет со времени появления геофизической гипотезы тектоники плит и её быстрого (4 года) и широкого распространения в США и странах англоязычного мира [Жирнов, 2009]. Сначала в геологических кругах СССР она не получила признания, но широко публиковалась, обсуждалась и даже нашла себе некоторых активных почитателей и последователей в геологических учреждениях Российской академии наук. Во многих из них, в том числе и в редакциях геологических журналов эта концепция приобрела статус официальной господствующей парадигмы и стала рассматриваться как наиболее верная и всеобъемлющая теория. Преобладание её сторонников в руководстве геологических институтов и научных журналов позволяет препятствовать публикации противоречащих ей данных и представлений, либо замалчивать их в случае опубликования.

Как отмечает В. Т. Фролов [Фролов, 2004] для того чтобы могли осуществляться подкоровые течения или гравитационная дифференциация вещества, его необходимо прежде всего расплавить, и, следовательно, если даже допустить, что подобные перемещения масс имеют место, то их следует рассматривать не как источник, а как потребитель энергии Земли. Достаточно быстро было накоплено значительное количество данных, находящихся в полном несоответствии с теоретическими положениями теории тектоники плит. Назревшая необходимость дискуссии о степени соответствия конкретных данных по геологии различных районов диктуется ростом количества работ, посвященных критике теории тектоники плит. Как показывает проведенный А. Ю. Антоновым [Антонов, 2009] анализ, основанный на данных российского реферативного журнала (РЖ) за 2005-2007 годы, по сравнению с 2005 годом количество публикаций, посвященных этой проблематике, выросло в 2007 году почти вдвое, хотя и в предшествовавшие годы оно тоже было высоко. При этом в сводке используется материал по тектонике и магматизму самых различных регионов: бассейну Тихого океана и стран его обрамления, Уралу, Монголии, Кавказу, Альпийско-Гималайскому поясу.

Хотя авторы этих статей сошлись на том, что имеющегося материала недостаточно для однозначного решения проблемы происхождения и механики тектонической активности, их объединяет твердое убеждение в несостоятельности концепции тектоники плит для решения существующих проблем. В дополнение к статьям, базирующимся на

материале конкретных районов, характерно появление обобщающих исследований, в которых прямо говорится о том, что накоплен большой материал о структуре земной коры и верхней мантии, который трудно объяснить с позиций тектоники плит [Павленкова, 2006]. Отмечается, что внезапное начало активности, глобальная синхронность и горизонтальные движения в верхней части коры, затухающие с глубиной, – всё то, с чем мы сталкивались при изучении геодинамики и магматизма платформ [Эрлих, 2016], гипотеза тектоники плит «откровенно слаба, методологически беспомощна и ...не конкурентна по сравнению с более ранними и новыми разработками... российских геологов. Чем больше обнаруживается несоответствий тектоники литосферных плит геологическим фактам и геологической истории земной коры, тем настойчивее приверженцы насаждают её, пользуясь и недозволенными приемами – запретительством и цензурой» [Фролов, 2004, стр. 6]. Оценить такое положение можно, представив, сколько усилий требовалось авторам, чтобы преодолеть заслоны отрицательных рецензий адептов новой религии. Работа одного сотрудника объединения Красноярскгеология (не помню имени автора, да оно тут и не важно!) была издана в Греции в переводе на греческий язык и лишь несколько лет спустя объединение смогло издать её за свой счет на родине.

Огромный, можно сказать ошеломляющий, успех гипотезы (вскоре провозглашенной теорией) тектоники плит был вызван рядом причин:

1. Её универсальностью. Она связывала в единой модели петрологию, геофизические данные о глубинном строении коры и мантии, данные структурной геологии;
2. Подтверждением данными точных наук, что всегда производит совершенно завораживающее действие на геологов;
3. Простотой предлагаемых решений. Геологи устали от множественности проблем и их неразрешимости.

Со временем, однако, дело осложнилось. Во-первых, не так просто обстоит дело с физическими основами. В. В. Кузнецов оспаривает, что ядро Земли сложено самородными металлами, и говорит о том, что конвекция в твердой мантии невозможна – эти два положения лежат в основе теории плит [Кузнецов, 2000] – тем самым как бы соглашается с высказанным ранее выводом [Мартьянов, 1968], что «твердость Земли исключает возможность перемещения масс в её внутренних областях, что очень трудно объяснить с точки зрения тектоники плит». Статья Ю. М. Михалева [Михалев, 2005], содержащая критику всех положений

тектоники плит, по справедливому замечанию А. Ю. Антонова [Антонов, 2009], свидетельствует об общем кризисе данной парадигмы.

За время существования теории плит была создана целая серия её модификаций в результате чего любая попытка оспорить основы теории наталкивается на возражение, что критики рассматривают «не ту её версию».

Геологические вопросы

Геологической основой теории плит является «парность» расположения образующих их геотектонических систем – срединно-океанических хребтов и островных дуг. При этом дело тут не в формальной необходимости их сочетания, а в том, что именно спрединг, генерируемый в срединно-океанических хребтах, создает усилие, обеспечивающее субдукцию в островных дугах, что и обеспечивает работу всей системы. Однако очевидно, что островные дуги отнюдь не всегда сочетаются со срединно-океаническими хребтами [Шейнманн, 1966, Эрлих, 1973]. В то время как срединно-океанические хребты развиты в Атлантическом секторе, островные дуги здесь отсутствуют. Они развиты лишь на Тихоокеанском побережье Азии; в прилегающей части океана расположено лишь Восточно-Тихоокеанское поднятие – оно же не имеет отношения к побережью Азии, а относится, как известно, к Северной Америке.

Сводки геолого-геофизических данных по мобильным тектоническим поясам [Эрлих, 2012] и платформам [Эрлих, 2016] дают большой материал для проверки общих геотектонических концепций. В этом смысле можно говорить, что общие геотектонические теории могут быть отточены на оселке данных по конкретным структурам.

На фоне многочисленных противоречий между фактическими геолого-геофизическими данными и тектоникой плит продолжение обсуждения противоречивых геологических данных по конкретным районам представляется малопродуктивным. Центр внимания должен быть перенесен на физическую природу двух процессов, определяющих тектонику плит – спрединга в срединно-океанических хребтах и субдукции в островных дугах и сходных с ними тектонических системах (типа Камчатки или Тайваня), используя классификацию, предложенную в работе [Эрлих, 1973].

Ниже проводится дискуссия только по коренным вопросам геодинамики, связанным с гипертрофированным значением, придававшимся геодинамическим результатам исследований, в первую

очередь интерпретации природы сейсмофокальной зоны Вадати-Бениоффа. Глубоководные желоба, которые находятся на фронте сейсмофокальной зоны, стали рассматриваться как структуры, образовавшиеся в процессе сжатия, в то время как данные структурной геологии конкретных районов прямо свидетельствуют, что они формируются в условиях растяжения. То же относится к формированию спилито-кератофирового комплекса [Антонов, 2009], обычно рассматриваемому, как одна из основ тектоники плит.

В настоящей работе мы рассматриваем соотношения современных геолого-геофизических данных и тектоники плит по следующим аспектам и с разных точек зрения.

Основные разломы и природа сейсмофокальных зон

Материал о разломной тектонике островных дуг и сходных с ними геотектонических систем сведен в работе [Эрлих, 2012].

Ключом к расшифровке геодинамики островных дуг и сходных с ними геотектонических систем являются их геофизические характеристики. Две важнейших из них:

1) **Полоса отрицательных изостатических аномалий поля силы тяжести**, протягивающаяся от глубоководного желоба до собственно островной дуги.

Вдоль желобов вытягивается пояс интенсивных отрицательных изостатических аномалий силы тяжести (пояс Венинг-Мейнеца). Образование его долгое время объяснялось наличием прогиба земной коры – тектогена, заполненного мощными толщами осадков. Дж. Уэрзел [Уэрзел, 1970] показал, что, если в переходной области между блоками континентальной и океанической коры блок шириной 50–200 км опускается на 2–4 км по сбросам или сбросам и флексурам, возникает рельеф океанического желоба и связанная с ним гравитационная аномалия.

Всему пространству между стороной желоба, обращенной к островной гряде, и внешней грядой, включая и саму эту структуру, по данным глубинного сейсмического зондирования, соответствует зона резкого возрастания мощности коры, в основном за счет её базальтового слоя. На Курильской дуге прогибу поверхности М соответствует прогиб осадочного чехла. Однако здесь наблюдаются резкие различия амплитуд

прогибания: если максимальные прогибы осадочного чехла не превосходят по амплитуде 8–10 км, то на поверхности М они достигают 16–20 км, т. е. здесь величина прогибания вдвое больше [Марков и др., 1975].

При всем различии положения островных дуг (будь то внутриконтинентальные и внутриокеанические подвижные пояса или геотектонические системы в переходной зоне океан-континент) их главной характеристикой фокальной зоны является неравновесность поля силы тяжести. Неслучайно после изобретения выдающимся голландским геофизиком Ф. Венинг-Мейнецом маятникового гравиметра (1928 год). С 1929 года он начал с подводных лодок с помощью нового прибора, измерение поля силы тяжести вдоль системы островных дуг. В итоге было открыто, что между глубоководными желобами и геоантиклинальной системой внешней дуги протягивается имеющая глобальный размах полоса интенсивных отрицательных аномалий поля силы тяжести. Величие этого ученого в том, что он прошел весь путь к Открытию, от постановки задачи к решению: создал измерительный инструмент, провел подводную гравиметрическую съемку (впервые в мире) и в ходе её открыл планетарный пояс аномалий силы тяжести, расшифровав его значение, сделал его ключом к тектонической теории.

Неравновесность поля силы тяжести ярчайшим образом выражена во впадинах глубоководных желобов, расположенных на фронте систем островных дуг и не компенсированных осадками. То же происходит и в частично компенсированных осадочными толщами передовых прогибах на фронте внутриконтинентальных линейных горных поясов типа Гималаев. Пояс аномалий поля силы тяжести располагается в пограничной зоне между дугой и соседним тектоническим блоком, которым в значительной числе случаев является океаническая плита, по границе с которой располагаются наиболее яркие физиографические элементы островных дуг – глубоководные желоба. Аномалии характеризуют переходную зону между собственно островной дугой и глубоководным желобом. Они протягиваются вдоль внешнего края дуги Суматра–Ява, вдоль Пуэрто Рико, по дуге Южных Сандвичевых островов. Всюду они или совпадают с глубоководными желобами, или идут по их краю. Недаром измерения, сделанные Ф. Венинг-Мейнецом, проводились между Суматрой и находящимся на фронте этой геотектонической системы глубоководным желобом.

С тех пор гипотеза изостазии стала исключительно популярной, и её использовали для обоснования всех геотектонических гипотез –

контракции, геосинклиналей, а позднее и тектоники плит. Неумеренное использование гипотезы неизбежно привело к её ошибочному применению и, соответственно, к разочарованию в ней (полная аналогия с судьбой другой выдающейся геологической гипотезы – канона Штилле). С ней, в частности, связана и гипотеза подкорковых течений, разработанная Венинг-Мейнецем [Венинг-Мейнец, 1957]. В соответствии с этой гипотезой всасывание ведет к сжатию выполняющих геосинклиналь отложений и к формированию складок и шарьяжей, которые, согласно данной гипотезе, являются скорее поддвигами, чем надвигами. Над участками расхождения восходящих течений наблюдается не сжатие, а, наоборот, растяжение, сопровождаемое разрывами, и, по мнению части сторонников данной гипотезы, растаскиванием материковых массивов, разделенных глубинными разломами на отдельные глыбы. Гипотеза подкорковых течений рассматривает деформации земной коры, как следствие движения глубинного вещества. Конвекция в мантии является аналогом тех движений, которые с гораздо большей скоростью происходят в подвижных оболочках Земли – атмосфере и гидросфере. Здесь конвекционным потокам отводится важнейшая роль в переносе тепла и громадных масс вещества. По отношению к медленно действующим силам вещество мантии Земли ведет себя, как вязкая жидкость. Скорость перемещения при большой вязкости становится незначительной, порядка одного или нескольких сантиметров в год [Нехорошев, ред., 1973].

2) **Сейсмофокальная зона** – пластина, в пределах которой концентрируются многочисленные гипоцентры землетрясений. По другим представлениям [Кузин, 1974], сейсмофокальная зона – это область концентрации землетрясений, располагающихся на границе континентального и океанического блоков коры и мантии. Детальные сейсмические исследования говорят о том, что фокальная зона выходит на поверхность в верхней или средней части континентального склона желобов вблизи изобаты 1000 метров. Глубина их возрастает по падению пластины, т. е. по мере удаления от границы глубоководного желоба в сторону впадин окраинных морей, где она достигает 400-600 км. Внешняя граница пластины совпадает с границей желоба, внутренняя – с границей поясом аномалий поля силы тяжести. Таким образом, эта последняя граница выступает как важнейшая структурная линия, глубинный разлом, движения по которому определяют геологию островной дуги.

Общепризнанно, что неотектонические системы островных дуг в первую очередь отражают надвиги, выраженные по границе в форме

сейсмофокальных зон. Движения по надвигам, как известно, неразделимо связаны со сдвиговыми дислокациями. Однако сам факт локализации геотектонических систем островных дуг вдоль линеаментов, генерируемых ротационными процессами, показывает преимущественно сдвиговую природу движений по простиранию линеаментов. Убедительным подтверждением примата сдвиговых дислокаций является, с одной стороны, повсеместно выраженная тенденция к развитию геотектонических систем островных дуг по простиранию, а с другой – рисунок пространственного распределения на островных дугах структур второго порядка— цепочек вулканов (вдоль трещин отрыва) и поднятых блоков дочетвертичного фундамента, соответствующих месту складок волочения.

Анализ геодинамики в пределах самих островных дуг, как правило, опирается на гипертрофированные оценки роли движений по зонам Беньюффа, рассматривавшихся как надвиговая система. Формальный анализ геометрических параметров зоны Беньюффа подменил рассмотрение динамики соотношения реальных движений разного рода разломов в пределах островных дуг и сходных с ними геотектонических систем. Прежде всего это так называемые основные системы разломов. Поскольку на собственно островных дугах площадь суши невелика, то восстановить полную картину разломной тектоники и геодинамики становится возможным только в пределах поднятых блоков геотектонических систем типа Камчатки (Япония, Камчатка, Суматра, Филиппины, Северный остров Новой Зеландии) или Тайваня (Новая Гвинея, Тайвань, Южный остров Новой Зеландии).

Признание преимущественно сдвиговой природы геотектонических систем островных дуг открывает возможность реконструкции характера движений не только на Камчатке по рисунку пространственного распределения преобладающих приразломных структур. С учетом преобладания сдвиговых деформаций вдоль оси простирания тектонических систем находит объяснение постоянная тенденция развития островных дуг вдоль по простиранию.

Так, рисунки III-29, III-30 и III-31 показывают пространственную плотность землетрясений (портреты сейсмичности) и миграцию зон эпицентров землетрясений во времени (по пятилеткам) вдоль восточного побережья Камчатки по простиранию сейсмофокальной зоны, что указывает на неоднозначность временных и пространственных процессов сейсмичности на Камчатском участке Курило-Камчатской островной дуги.

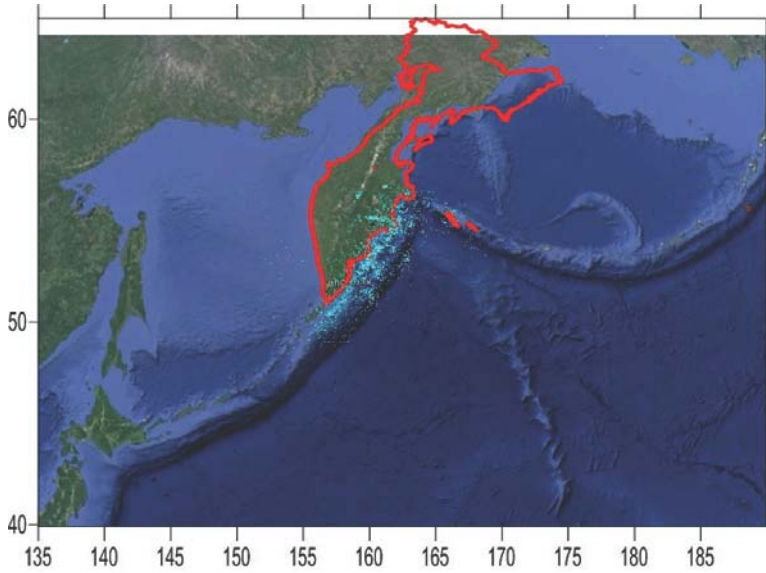


Рис. III-29. Эпицентры землетрясений за период 1965-1969 годов ($K_s = 5-18$, $h = 0-700$ км)

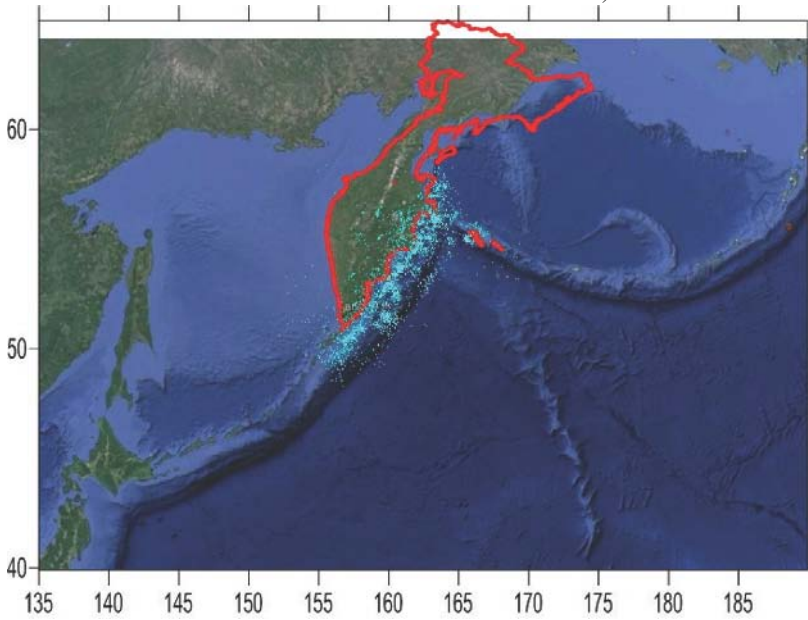


Рис. III-30. Эпицентры землетрясений в период 1990-1994 годов ($K_s = 5-18$, $h = 0-700$ км)

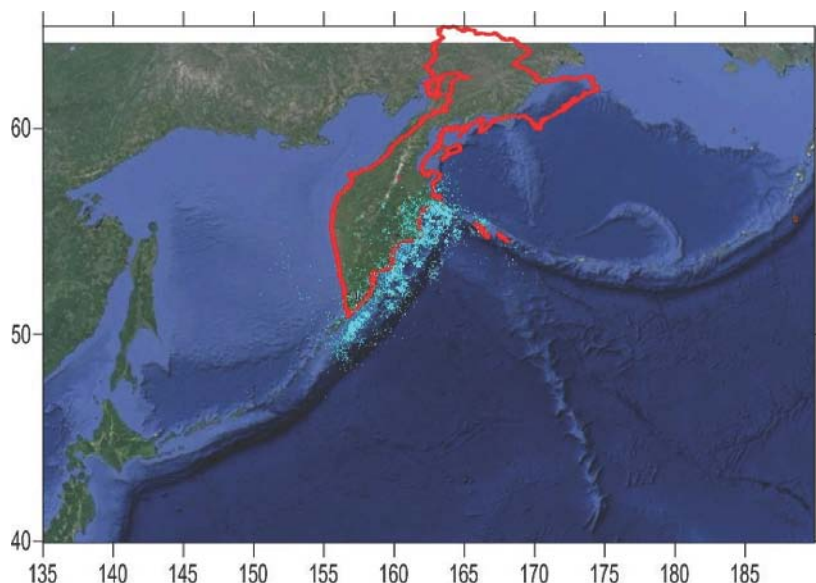


Рис. III-31. Эпицентры землетрясений за период 2000–2014 гг. ($K_s = 5-18$, $h = 0-700$ км)

По предложенной А. В. Тевелевым [Тевелев, 2003] классификации большая часть основных разломов относится к косесекущим сдвигам. В самом деле, Альпийский разлом Новой Зеландии, с одной стороны, продолжает разлом Маккуори, идущий вдоль одноименного подводного хребта, а с другой стороны, под острым углом сечет структуры фронта Северного острова, проходящего параллельно депрессии Хикуранги играющей роль глубоководного желоба (рис. III-32).



Рис. III-32. Кососекущий характер Альпийского разлома Новой Зеландии [Wellman, 1944]

Таким образом, изменение глубины очагов землетрясений в подвижных областях отражает возрастание и последующее затухание активности различных дискретных уровней астеносферы. Кососекущий характер «основных разломов» характерный для геотектонических систем сходных с островными дугами типа Камчатки или Южного острова Н. Зеландии по сравнению с общим простираем той или иной островной дуги является следствием блокового строения сейсмофокальных зон.

Во всех этих геотектонических системах описаны так называемые основные разломы. Исключением является Камчатка. Между тем разлом, имеющий все характеристики, присущие Альпийскому разлому Новой

Зеландии, рифту Семангко Суматры, Медиан Лайн Японии определяет орографию Восточного хребта Камчатки (см. рис. III-33). Эти разломы разделяют парную систему метаморфических поясов Юго-Западной Японии Риоке-Самбагава, разделенных разломом Медиан Лайн [Miyashiro, 1961, Hattori, 1968]. В соответствии с идеей парных метаморфических поясов оба их элемента образуются одновременно. К северу от Медиан Лайн располагается метаморфический пояс Риоке, в пределах которого развиты слюдястые сланцы и гнейсы, биотитовые амфиболиты, сопровождающиеся небольшим количеством амфиболовых сланцев, амфиболитов и гнейсов. В зоне высоких степеней метаморфизма близ разлома и вокруг интрузий присутствуют силлиманит, андалузит, кордиерит. В зоне низких степеней метаморфизма наиболее характерным минералом является хлорит. К югу от Медиан Лайн расположен метаморфический пояс Самбагава. Здесь, в зоне высоких степеней метаморфизма, проявляется фация зеленых сланцев, редко эпидот-амфиболитовая. В некоторых породах присутствуют жадеит и глаукофан. Контакт со слабо метаморфизованными породами обычно проходит по сбросам, редко наблюдаются постепенные переходы. Метаморфизм развит в основном в палеозойских толщах, но последние исследования показали, что они связаны с базальтовым вулканизмом: 1 – Карымско-Жупановская вулканотектоническая структура (Восточно-Камчатская вулканическая зона), 2 – Толбачинская вулканотектоническая структура (Центральная Камчатская депрессия; 3 – Ичинская вулканотектоническая структура (вулканическая зона Срединного хребта); 4 – Зона выхода на поверхность Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны (I) и Командорской ветви Алеутской сейсмофокальной зоны (II).

На участке, соответствующем Восточному хребту, движения по нему, ориентированные вдоль его оси формируют систему нескольких хребтов – Ганальские востряки, Валагинский хребет, образованные поднятыми блоками эрозионно-тектонического рельефа, разделенные узкими линейными грабенами (грабены долины реки Авача, рек левая и правая Авача, верховой реки Щапина). Общий рисунок этих поднятых блоков соответствует расположению будин, образованных под

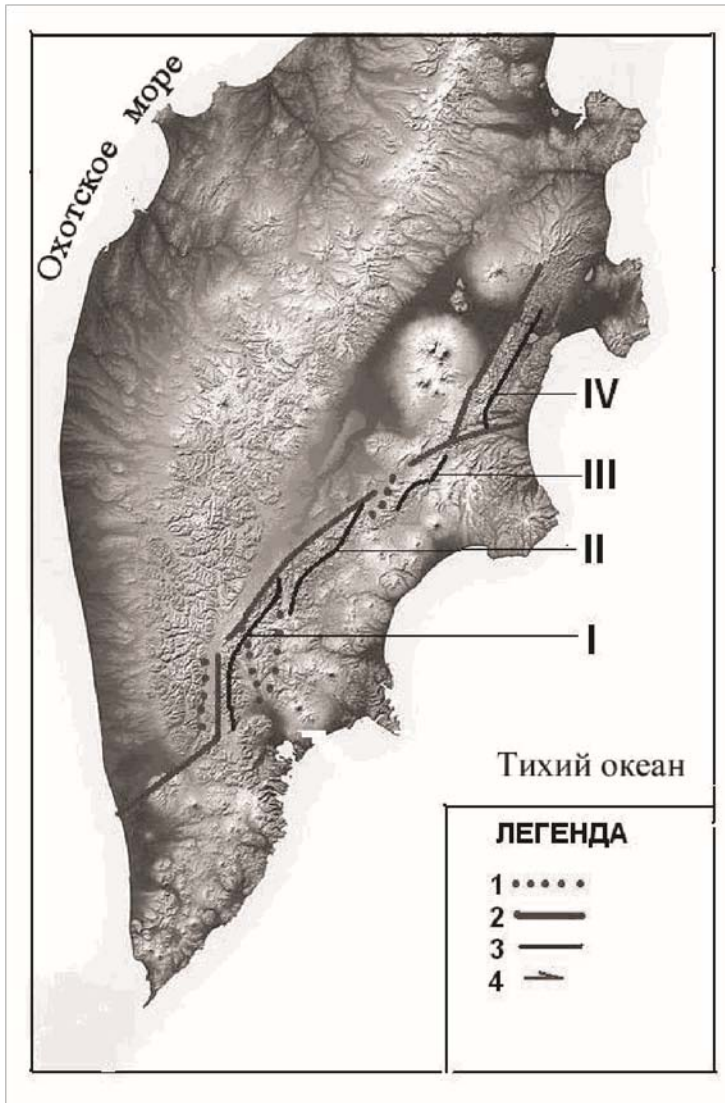


Рис. III-33. морфоструктуры Восточного хребта, предположительно образованные растяжением, ориентированным вдоль основного разлома. Рисунок выполнен В. И. Белоусовым по проекту Э. Эрлиха

1 – щелевидные грабены, частично выполненные рыхлыми флювиальными и пиркластическими отложениями, 2 – основной разлом Камчатки, 3 – оси поднятых блоков эрозионно-тектонического рельефа, образующих элементы хребта Камчатки, 4 – предполагаемое направление растягивающих усилий вдоль основной системы Восточного разлома Камчатки. Хребты, образующие элементы Восточного разлома Камчатки (I – Ганальские Востряки, II – Валагинский хребет, III – хребет Тумрок, IV – хребет Кумроч)

воздействием растягивающего усилия направленного вдоль оси блока. В их пределах накоплена толща флювиальных отложений и локализируются относительно небольшие базальтовые шлаковые конуса и лавовые вулканы. Самым крупным среди них является стратовулкан Бакенинг. Вулканические аппараты занимают позицию трещин отрыва в дне грабенов, которые использовались магмой при подъеме к поверхности. Это определенно свидетельствует об обстановке общего растяжения. Можно предположить, что ширина грабенов (первые километры, до 10 км) отражает суммарный эффект растяжения, ориентированного вдоль оси Восточного хребта.

Разлом состоит из трех фрагментов, северного и южного, имеющих простирание на северо-восток 300, следующих вдоль долин рек и центрального фрагмента участка Восточного хребта субмеридионального простирания. Таким образом, он имеет тот же косесекущий характер по отношению к основным морфоструктурам полуострова, что и основные разломы других районов (см. рис. III-32 – Альпийский разлом Новой Зеландии).

Из рассмотрения генезиса теплового потока следует вывод о его инерционности и практическом постоянстве во времени, что противоречит установленному пульсационному характеру геологических процессов.

В середине XX века канон Штилле был блестяще подтвержден радиологическими датировками комплексов изверженных пород [Рубинштейн, 1967]. В итоге было установлено, что продолжительность пульсов повышенной магматической и тектонической активности составляет всего 1-2 млн лет. Проверка распределения во времени самых молодых извержений была проведена с использованием каталогов датировок извержений [Влодавец, 1966, Широков, 2008, Земцов, Тронь, 1985]. Представляется, что одной из перспективных идей в этом направлении может послужить отмеченное В. И. Белоусовым [Белоусов, 2010] различие между инерционным региональным тепловым потоком и пульсационным характером геотектонических процессов и пульсов магматической активности. Пульсы интенсификации магматизма и тектонических перестроек имеют продолжительность от десятков лет до десятков миллионов лет.

Пространственная локализация зон «основных разломов» контролируется тем, что они обтекают жесткие блоки, такие как жесткий блок массива в южной части Срединного хребта Камчатки и поднятый блок Южного острова Новой Зеландии. Основные разломы долгоживущи

и движения по ним имеют пульсационный характер. Это подтверждается серией радиометрических датировок в зоне Альпийского разлома Новой Зеландии.

Ключ к интерпретации кинематики движений по сейсмофокальным зонам дает соотношение глубокоководного Центрально-Американского желоба с Калифорнийским заливом и разломом Сан-Андреас.

Землетрясения принято связывать со сдвиговыми (разломными) зонами. При этом обычно полагают, что механизмы землетрясений, горных ударов и разрушений в лабораторных образцах аналогичны. Общим для этих явлений служат сдвиговый характер разрушения и различие лишь в степени энергии разрушающих событий, что для случая землетрясений соответствует шкале Гутенберга-Рихтера.

Общепризнанно, что сейсмофокальные зоны имеют блоковое строение. Они располагаются кулисообразно по отношению друг к другу и имеют шарнирный характер. Последнее проявляется в изменении максимальных глубин землетрясений по простиранию сейсмофокальных зон.

С шарнирным характером сейсмофокальных зон связана другая их особенность – ответвление по их простиранию самостоятельных поясов мелкофокусных и глубокофокусных землетрясений.

Надвиговый (вернее, взбросо-надвиговый, так как угол падения плоскости достигает 60°), характер движений по сейсмофокальной зоне хорошо объясняет парное расположение зон поднятия и относительного опускания. Зоны поднятия соответствуют надвигаемому блоку, отвечающему выходу сейсмофокальной зоны на дневную поверхность. Взбросо-надвиговые движения этого блока определяют общую тенденцию его к поднятию и в конечном итоге приводят к резкому возрастанию мощности коры во фронтальной части системы (за счет надвигающихся пластин). В тыловой части этой зоны, естественно, располагается область отстающего поднятия. Вполне очевидно, что характер динамической обстановки в коре и мантии резко различен в сейсмофокальной зоне и в области, расположенной за ней, в тылу системы островной дуги.

Параллельно общему простиранию сейсмофокальных зон следует серия глубинных разломов, характеризующихся большой продолжительностью жизни и преобладающим сдвиговым характером движений [Эрлих, 2012]. Таким образом, актуальной задачей является реконструкция системы напряжений и попытка построения геодинамической модели. Осознание самого факта наличия таких

глубинных разломов приводит к выводу, что сейсмофокальная зона может быть представлена в виде серии субвертикальных пластин, ограниченных сдвигами. Горизонтальный характер движений подтверждается тенденцией развития островных дуг и связанных с ними геотектонических систем по простиранию.

В зоне геоантиклинальных поднятий отмечаются многочисленные интрузии гранитоидного состава, которые должны существенно снижать плотность поднятых блоков. В параллельных им грабен-синклиналях, контролирующих положение вулканических поясов, под кальдерами располагаются магматические очаги. Предполагается, что плотность слагающего их расплавленного материала на 10-15% ниже плотности консолидированных вулканических пород. Принятие гипотезы о кислотном вулканизме, как отражении процессов ультраметаморфизма, приводит к признанию еще одного источника гравитационной неустойчивости. В итоге формирования корней гор и роста гранитного слоя коры осадочные комплексы опущенных блоков преобразуются в гранитоиды или метаморфические породы. При этом плотность существенно возрастает.

Но даже при рассмотрении системы «нормальных островных дуг» западной части Тихоокеанского кольца помехой к решению вопросов геодинамики служит огульное признание надвиговой природы зон Беньоффа, которые рассматриваются как чисто надвиговая структура. Сдвиговая компонента, играющая решающую роль в формировании структур коры, практически не рассматривается или рассматривается крайне редко. Дополнением к этому пробелу служит и отсутствие (или, по меньшей мере, неполнота) анализа кинематики движений по сейсмофокальной зоне [Эрлих, 2012].

Общеизвестным затруднением используемой модели являются малые значения напряжений, фиксируемые в разломных зонах и в очагах землетрясений. Для объяснения этого явления обычно привлекаются представления, связывающие незначительность сейсмогенных напряжений с компенсирующим давлением флюида в очагах землетрясений [Blanpied et al., 1992, Панфилов, 1994, Киссин, 1996, Родкин, 1993]. Ряд других положений традиционной модели сейсмогенеза также в той или иной степени вступают в противоречие с современными геолого-геофизическими данными. Модель высоконапорного флюида не позволяет преодолеть эти затруднения.

На рисунке III-34 видна важнейшая черта – чередование блоков с относительно высокой и относительно низкой плотностью эпицентров, разделенных линейными градиентными зонами. Каждый раз по таким

зонам имеет место горизонтальное смещение фронта сейсмофокальной зоны. Так что зоны эти уверенно интерпретируются как глубинные сдвиги (или, возможно, сбросо-сдвиги).

В первом случае имеет место обстановка общего интенсивного сжатия, во втором образуются типичные структуры растяжения типа грабенов и грабен-синклиналей. Эшелонированное расположение

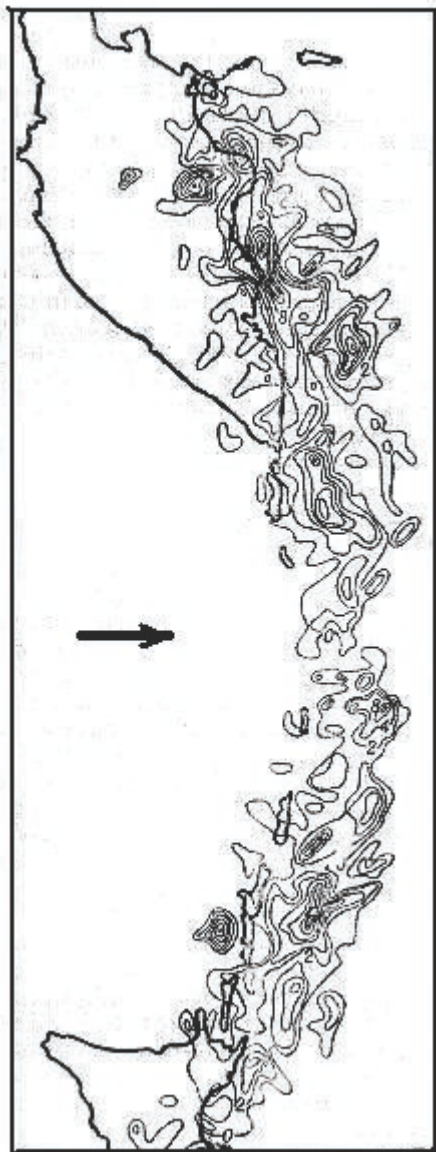


Рис. III-34. Плотность эпицентров землетрясений Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. модифицировано с помощью В. И. Белоусова, из [Эрлих, 1973]. Видна неоднородность в распределении землетрясений. Блоки с высокой плотностью эпицентров чередуются с блоками с пониженной сейсмоактивностью. Предполагается, что разделяющие их зоны высоких градиентов соответствуют сдвигам. Черная стрелка в Охотском море указывает направление регионального стресса

сейсмофокальных зон определяет образование на отдельных участках нескольких систем парных структур. Неравномерность движений по сейсмофокальной зоне и ориентировка горизонтальной оси сжатия под острым углом к её простиранию обуславливают сдвиговый характер тектоники в тыловой части систем островных дуг. Интерпретация геологического смысла блокового строения сейсмофокальной зоны Курило-Камчатской дуги приведено на рис. III-35.

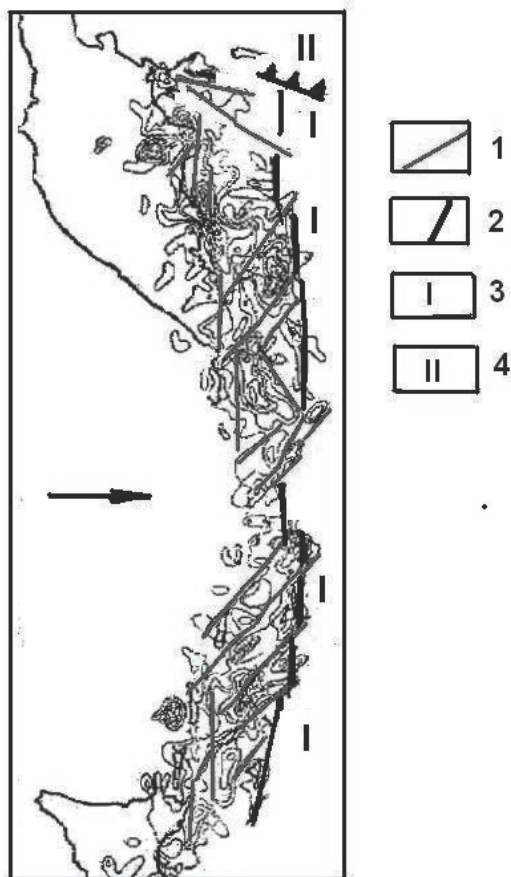


Рис. III-35. Интерпретация карты плотности эпицентров Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. модифицировано с помощью В. И. Белоусова из работы [Эрлих, 1973].

1 – предполагаемые сдвиговые зоны, разделяющие блоки сейсмофокальной зоны с разной плотностью эпицентров, 2 – зона выхода сейсмофокальной зоны на поверхность, 3 – Курило-Камчатская сейсмофокальная зона, 4 – Командорская ветвь Алеутской сейсмофокальной зоны. Черная стрелка в Охотском море указывает направление регионального стресса.

Важно отметить некоторые черты строения сейсмофокальной зоны в пределах Южной и Центральной Камчатки. Прежде всего, судя по пространственному распределению мелкофокусных землетрясений, тыловая часть зоны выходит на дневную поверхность в районе западной границы полуостровов Кроноцкого и Шипунского и горст-антиклинали Берегового хребта Южной Камчатки. Таким образом, тыловая граница выхода на поверхность зоны совпадает с глубинным разломом, ограничивающим внешний пояс геоантиклинальных поднятий.

Разлом этот определяет крупную флексуру коры и выражен линейной зоной высоких градиентов силы тяжести. Следовательно, территория между желобом и западной границей внешнего пояса геоантиклинальных поднятий характеризуется обстановкой общего сжатия. Какие-либо проявления четвертичного вулканизма на указанной территории отсутствуют.

Другой существенный вопрос – о закономерностях размещения очагов землетрясений в пределах сейсмофокальной зоны в плане. Для объективного его решения составлена карта плотности очагов землетрясений на Камчатке. Плотность рассчитывалась для квадратов со стороной в 25 км. Изолинии проводились по центру квадратов и частично корректировались по реальному расположению эпицентров (рис. III36). Из этой карты отчетливо видно, что на полуострове очаги землетрясений с глубиной более 50 км располагаются не непрерывной полосой, а концентрируются в пределах нескольких участков, разделенных асейсмичными зонами или зонами, где сейсмичность резко понижена.

В каждом из таких участков в свою очередь выделяется несколько частей, различающихся по простиранию или степени сейсмичности и отделенных друг от друга линейными зонами градиентов плотности землетрясений.

Рассмотрение напряжений в очагах землетрясений показывает, что движения нижней границе фокальной зоны имеют преимущественно сдвиговую природу [Zobin, 1979]. В пологой и верхней части

сейсмофокальной зоны наблюдаемые локальные деформации хорошо описываются тангенциальными движениями по плоскостям падения сейсмофокальной зоны (при горизонтальных северо-западных направлениях осей сжатия). Судя по взбросовому характеру деформаций, основная сейсмичность сосредоточена здесь на верхней границе фокальной зоны. Несколько иная картина наблюдается в нижней части фокальной зоны, где ось преобладающего сжатия близка нижней границе фокальной зоны к плоскости плиты. Такая конфигурация не может быть описана только скольжением её по поверхности погружающейся плиты, но подразумевает и её внутренние деформации в условиях сжатия [Lander and Shapiro, 2009].

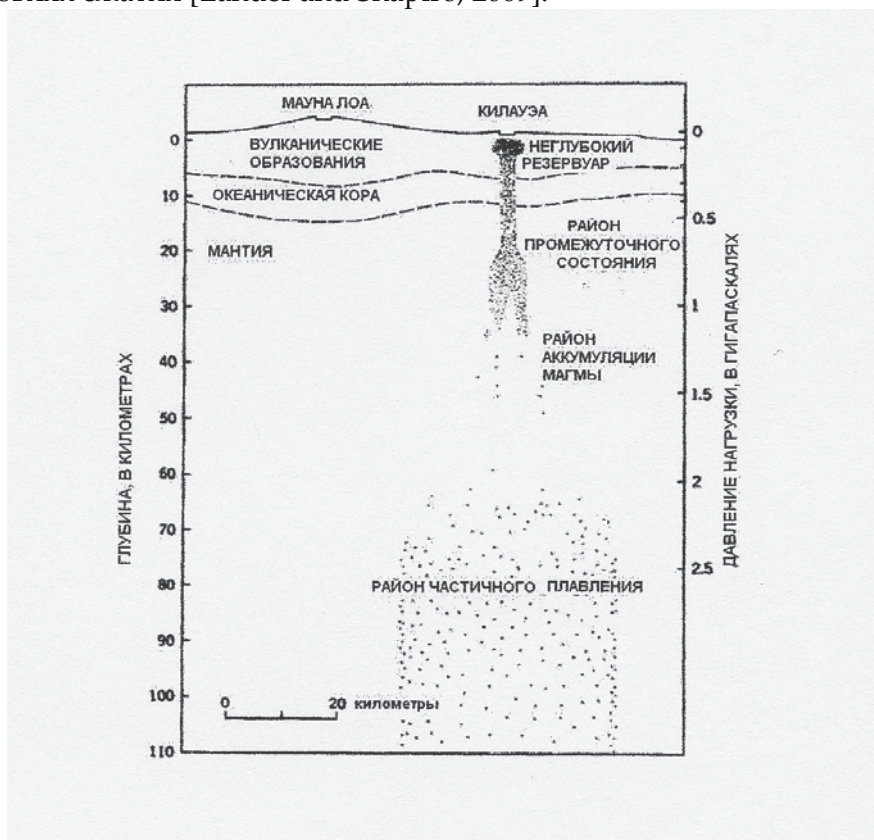


Рис. III-36. Схематический разрез вулкана Килауэа, на котором показаны районы плавления, миграции и накопления магмы (Decker, 1987).

Рисунок дает ясное представление о строении корневой зоны базальтовых вулканов.

Для района сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг приводится распределение плотности мелкофокусных землетрясений (рис. III-38). Из этой карты видно, что разломы северо-западного простирания, связанные с Алеутской дугой, протягиваются от полуострова Камчатского мыса не к Шивелучу, как это принято считать, а к югу от него. Последнее обстоятельство, создает зону сжатия между вулканами Ключевской группы и Шивелучем, в районе Харчинской группы вулканов, что и обусловило пониженный уровень вулканической активности в районе сочленения двух дуг.

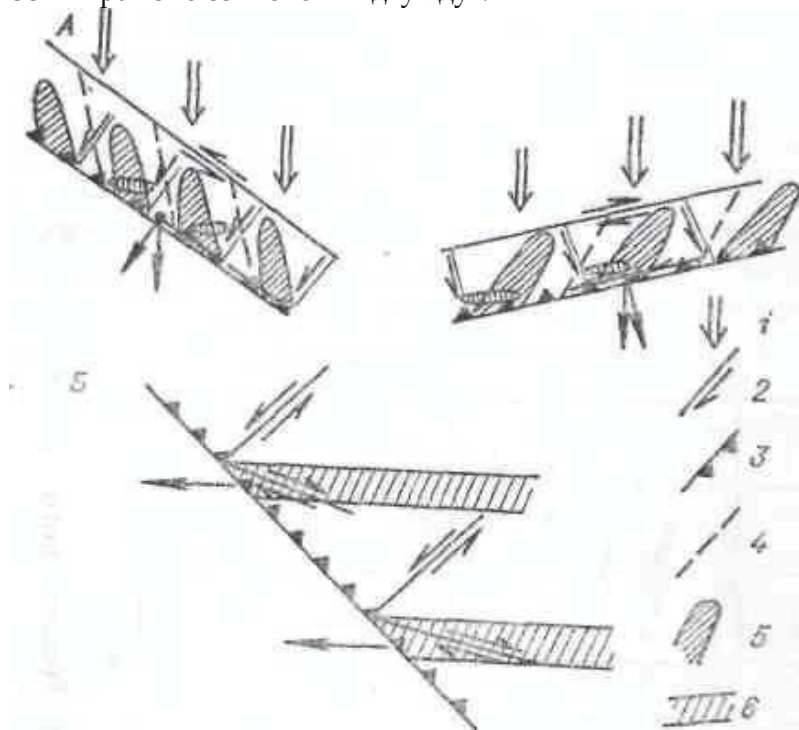


Рис. III-37. Схема воздействия движений по сейсмофокальной зоне на структуры коры [Эрлих, 1973]

А – генерация сдвигов под воздействием однонаправленного горизонтального сжатия по сейсмофокальной зоне, Б – генерация сдвигов в связи с разной степенью сейсмичности участков сейсмофокальной зоны. Вектор сжатия ориентирован под углом к горизонту. 1 – направление вектора горизонтального сжатия, 2 – сдвиги, 3 – линия выхода сейсмофокальной зоны, 4 – трещины отрыва, 5 – складки волочения, 6 – зоны повышенной сейсмичности

Аналогичный блоковый характер имеют сейсмофокальные зоны и в вертикальном сечении [Аверьянова,1968], см. рис. III-39.

Тот же шарнирный характер сейсмофокальной зоны характерен и для дуги Тонга-Кермадек (рис. III-40).

Горизонтальные движения по тыловому шву сейсмофокальной зоны обуславливают появление в примыкающих к нему районах самостоятельной системы дислокаций в виде складок волочения и разделяющих их трещин отрыва. Структуры этой системы располагаются под острым углом к простираению тылового шва и подобны структурам, образующимся в результате горизонтальных движений по фронтальной

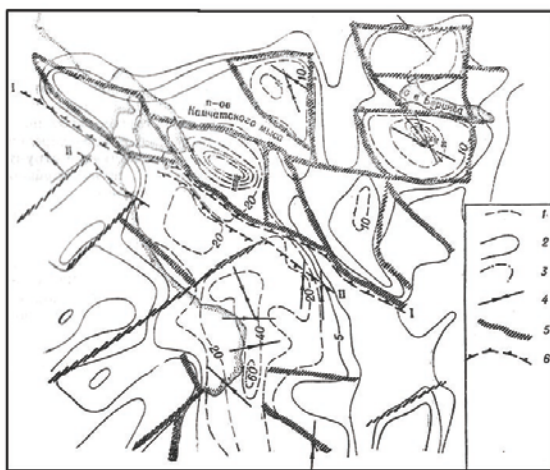


Рис. III-38. Плотность эпицентров мелкофокусных землетрясений в северной части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны [Эрлих, 1973]

Изолинии проведены по центрам квадратов со стороной 25 км, где отмечено 1 – от 1 до 5, 2 – от 5 до 40, 3 – более 40 землетрясений, 4 – векторы очагов сжатия (по данным В. м. Зобина), 5 – предполагаемые разломы на границах блоков с разной интенсивностью сейсмичности, 6 – предполагаемая граница сейсмофокальной зоны (I – Алеутской, II – Курило-Камчатской)

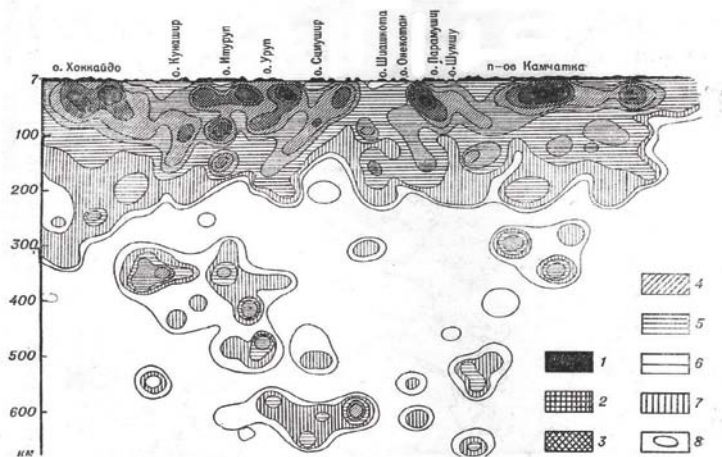


Рис. III-39. Продольный разрез Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны [Аверьянова, 1968]. Области, в пределах которых сумма энергии, выделившейся в очагах землетрясений за 1911-1963 гг. с $M \geq 5$ на площади 900 км² содержит 1019 эрг: 1 - $\Sigma E \geq 550$; 2 - $400 \leq \Sigma E < 550$; 3 - $200 \leq \Sigma E < 400$; 4 - $90 \leq \Sigma E < 200$; 5 - $40 \leq \Sigma E < 90$; 6 - $10 \leq \Sigma E < 40$; 7 - $4 \leq \Sigma E < 10$; 8 - $\Sigma E \geq 4$ эрг.

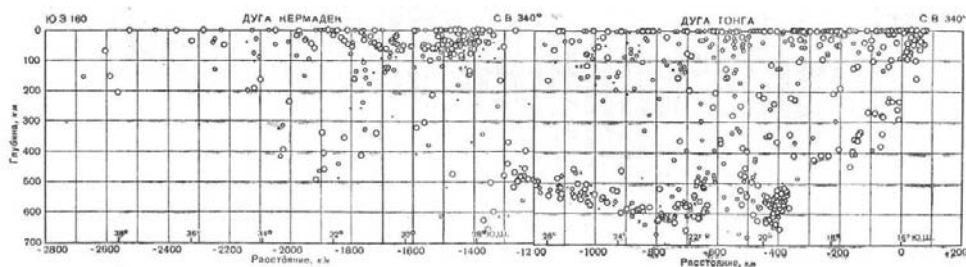


Рис. III-40. Продольный разрез сейсмофокальной зоны дуги Тонга-Кермадек [Сайкс, 1970]

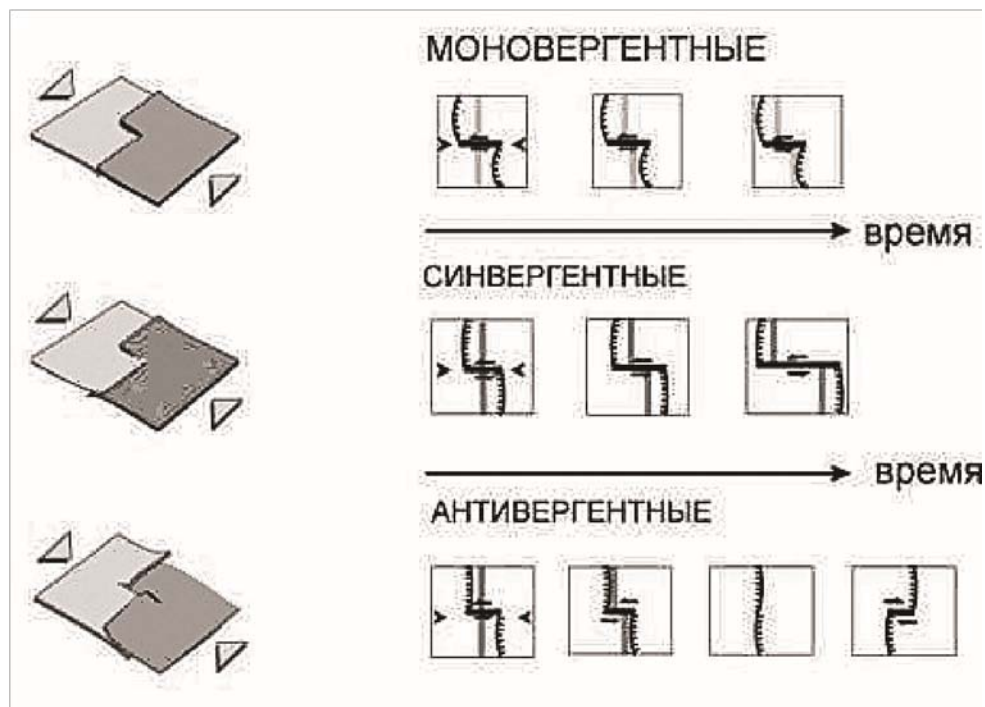


Рис. III-41. Общая схема трансформов [Тевелев, 2003]

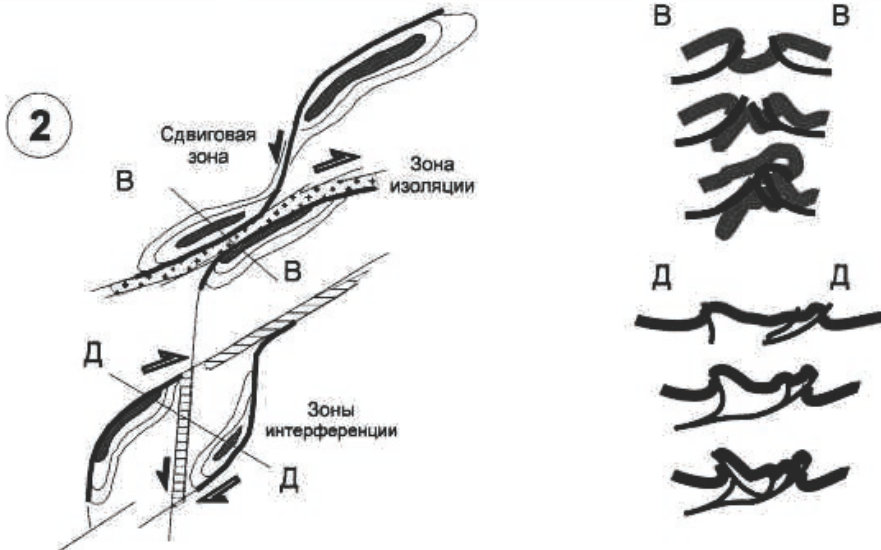
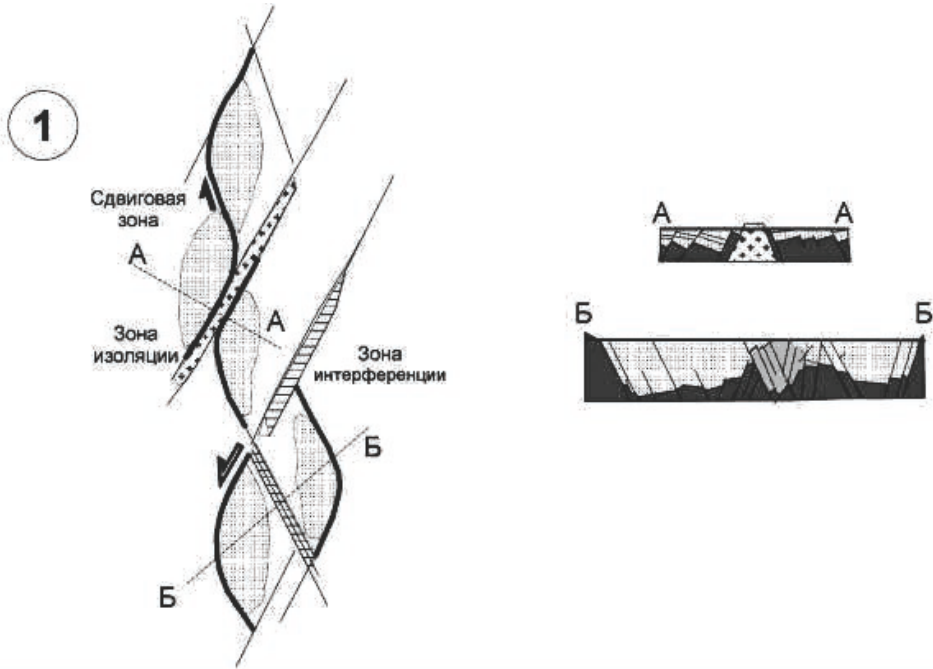


Рис. III-42. Динамика движений по трансформам типа дуга-дуга [Тевелев, 2003]
 зоне. Однако, поскольку знак горизонтальных перемещений изменяется в тыловом шве на обратный, соответственно изменяется и ориентировка

структур второго порядка (см. рис. III-37). Объективную картину блокового строения дает карта плотности эпицентров землетрясений, приходящихся на единицу площади (квадрат со стороной 25 км, рис. III-35). При этом отдельно рассматриваются очаги мелкофокусных землетрясений и землетрясений с глубиной очага. 100 и более км.

Сводка данных по направлению векторов сжатия в очагах землетрясений, выполнена [Балакина, 1962].

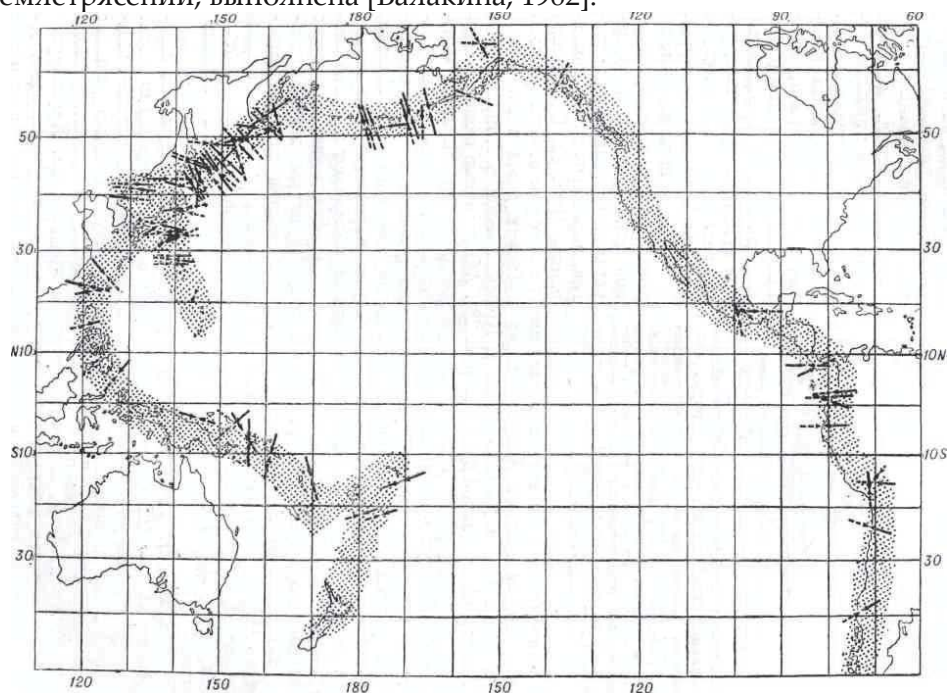


Рис. III-43. Ориентировка векторов напряжений сжатия в очагах землетрясений Тихоокеанского пояса [Балакина, 1962]

Сходные изменения претерпевает и сейсмичность подвижных областей типа Камчатки и Тайваня. На стадии островных дуг, выдвинутых в сторону океана, землетрясения концентрируются в фокальной сейсмической зоне; максимальная глубина землетрясений достигает 400 – 600 км. На стадии двойных островных дуг имеет место отрыв глубокофокусных землетрясений от фокальной сейсмической плоскости – гипоцентры их обособляются в виде полосы, отделенной от наиболее глубоких центров землетрясений, связанных с фокальной плоскостью, зоной полного отсутствия сейсмических толчков. В тектонических

системах типа Камчатки максимальная глубина землетрясений, как правило, не превышает 150–250 км. В системах типа Тайваня сейсмофокальные зоны отсутствуют, и отмечаются лишь землетрясения с глубиной очага до 30–40 км. Объяснение изменения глубин очагов землетрясений можно найти в работе [Тараканов и Левый, 1967]. Рассматривая распределение максимальных магнитуд землетрясений с глубиной, авторы выделяют минимумы кривой на глубинах 60 – 80, 110 – 150, 220 – 290 и 400 – 460 км. На этих же глубинах получены отклонения амплитуд продольных и поперечных волн, отношений амплитуд и скоростей, производных эмпирических годографов. Отмечая, что глубины 60 – 80 и 110 – 150 км практически совпадают с глубиной зоны пониженной скорости, соответственно, для продольных и поперечных волн, выделенной Б. Гутенбергом, авторы предполагают, что все перечисленные интервалы глубин отвечают слоям с пониженной прочностью вещества по сравнению с чередующимися с ними прочными слоями.

Статья Тараканова и Левого и работа Аверьяновой [Аверьянова, 1968] (см. рис. III-39) показывают, что сейсмофокальные зоны имеют блоковый характер.

В работах, посвященных обзору ориентировки осей сжатия в очагах землетрясений, связанных со всей циркум-тихоокеанской системой сейсмофокальных зон, обычно отмечается, что главные оси ориентированы по нормали к островным дугам и вдоль их оси [Hodgson, 1962; Балакина, 1962]. Однако детальные исследования по отдельным регионам и даже данные самих авторов говорят, что такая закономерность не выдерживается. Это отклонение от нормали иллюстрируется рисунком (рис. III-43). Рассматривая природу глубинных разломов островных дуг, следует обратить внимание на систематически повторяющийся переход островных дуг при пересечении с геотектоническими системами типа Камчатки в грабен-синклинали. При пересечении острова Хонсю островной дугой Изу-Бонин располагается грабен Фосса Магна (Большой Ров). Курильская островная дуга продолжается на Южной Камчатке грабен-синклиналью Южной Камчатки – частью вулканического пояса Восточной Камчатки. Дуга Тонга-Кермадек продолжается на Северном острове Новой Зеландии в форме грабена Таупо. На Аляске при сочленении с Алеутской островной дугой образуется линейная депрессия, по морфологии аналогичная грабен-синклиналиям. Характерное изменение глубины очагов землетрясений в пределах сейсмофокальных зон в направлении от

желобов к тылу структуры представляет собой настолько яркую их особенность, что сейсмофокальные зоны повсеместно рассматриваются как надвиги (поддвиги). Именно в этой форме они и считаются основным элементом всех плейт-тектонических построений.

Приведенные данные о геометрии основных разломов свидетельствуют, что геологическая природа сейсмофокальных зон может быть аппроксимирована не как надвиг, а как серия субвертикально падающих пластин, испытывающих преимущественно сдвиговые деформации.

Природа трансформных разломов

Один из наиболее распространенных механизмов перетекания масс, скорее всего, связан с трансформными разломами. Сама идея настоящих трансформных разломов, вдоль которых осуществляется не просто горизонтальное смещение блоков, а изменяется мощность коры, была, к сожалению, в равной мере чужда и вулканологам, и геологам, как Камчатского геологического управления, так и геологических институтов Москвы и Ленинграда. Не был, увы, исключением и автор. Причем, это в равной мере относится как к сторонникам традиционных тектонических гипотез, так и к адептам тектоники плит. Широтные разломы, вдоль которых отмечалось горизонтальные смещения блоков, рассматривались просто как обыкновенные секущие сдвиги.

На примере Узона было детально рассмотрено развитие вулканизма в связи с движениями по сдвиговой зоне [Эрлих, 2009]. Направление главных векторов сжатия под острым углом к простиранию сейсмофокальных зон определяет широкое развитие в их пределах зон трансформных разломов имеющих, как правило, субширотную ориентировку.

К тому времени, когда я стал заочно (то есть не выезжая в поле) интересоваться геологией Узон-Гейзерного района, там вела работы группа под руководством Г. П. Авдейко, но никаких идей о соотношении кальдеры Узон со структурой района Долины Гейзеров не было. Так что когда я впервые заговорил об этом с О. А. Брайцевой она выразила всяческое недоверие существованию системы разломов широтного простирания и предложила мне сесть вместе и отрисовать структуру, нанося все данные на одну карту. В итоге этой работы неожиданно для нас обоих вырисовалась единая вулкано-тектоническая депрессия, состоящая из двух частей смещенных по системе коротких широтных

разломов типа сбросо-сдвигов. Я написал об этом статью в сборник под редакцией С. И. Набоко [Набоко, ред., 1971]. В статье попутно была определена структурная позиция Долины Гейзеров. Этим последним вопросом, естественно, очень интересовались геотермики во главе с В.В. Аверьевым. Мне было лестно услышать, как В.В. Аверьев после прочтения статьи говорил, что у него «словно

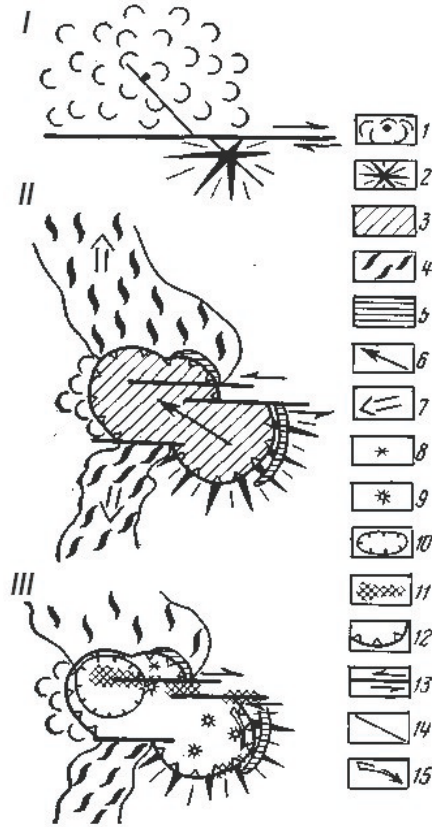


Рис. III-44. Схема развития вулканизма Узон-Гейзерной депрессии в связи с движениями по трансформному разлому типа глубинного сбросо-сдвига (по Эрлих, ред., 2009).

I – докальдерный этап вулканической активности,

II – этап кальдерообразования, III – этап посткальдерного вулканизма.

1 – базальтовый щитовой вулкан, $Q_{1,2}$ – центр кислого вулканизма докальдерного этапа,
 3 – поле локализации центров эрупции
 кальдерообразующих выбросов кислой пирокластики, приведших
 к формированию игримбритов, 4 – поля развития игнимбритов, 5 – дуговые

системы трещин, заполненные кислой магмой, 6 – направление смещения очага кислой магмы, 7 – направление течения игнимбритов, 8 – маар озера Дальнего, 9 – кислые экструзивные купола, 10 – воронка взрыва, 11 – поле развития гидротермальной активности, 12 – разлом, ограничивающий вулcano-тектоническую депрессию, 13 – зоны глубинных сдвигов с указанием направления относительного перемещения крыльев, 14 – трещины оперения сдвигов, 15 – направление оттока термальных вод от основного глубинного сдвига по дренарующей системе трещин

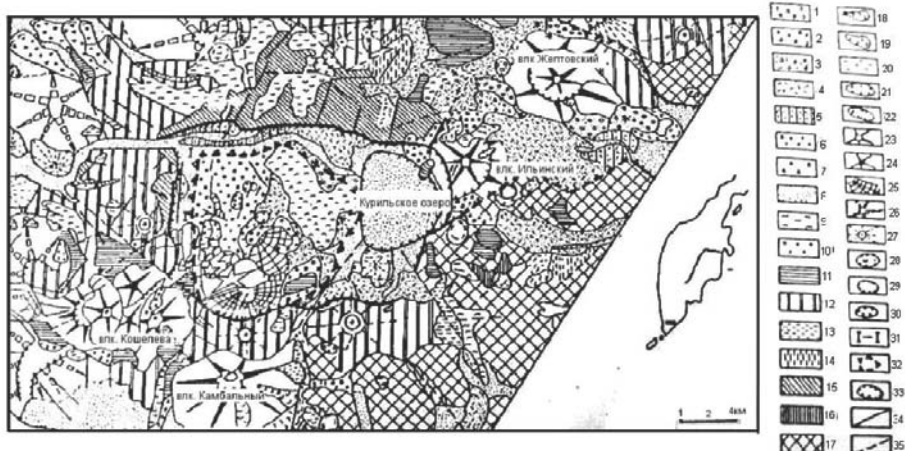


Рис. III-45. Структура Паужетской вулcano-тектонической депрессии [Долгоживущий центр..., 1980].

- I. Четвертичные отложения. 1 — взрывные отложения (Q_3); 2 — шлаки (Q_4^1); 3 — взрывные пемзовые отложения и шлаковые брекчии (Q_1^3); 4 — мощные пемзово-пирокластические потоки (Q_1^3); 5 — переотложенные пемзы (Q_1^3); 6 — ледниковые отложения второй фазы верхнечетвертичного оледенения (Q_2^2); 7 — ледниковые отложения первой фазы верхнечетвертичного оледенения; 8 — нерасчлененные рыхлые четвертичные отложения (Q_1^3); 9 — риодациты и игнимбриты (Q_2); 10 — осадочные туфы паужетской свиты ($N_2 - Q_1^3$).

II. миоценовые, плиоценовые и нижнечетвертичные отложения:

- 11 — платообразные реликты щитовидных вулканов; 12 — эффузивно-пирокластические комплексы крупных плиоценовых центров вулканизма; 13 — вулcanoгенно-осадочные толщи среднемиоценового–среднеплиоценового возраста (N^3); 14 — крупные интрузивные тела (N_2); 15 — вулcanoгенные существенно лавовые комплексы нижнего и среднего миоцена (N_2 -2); 16 — туфогенные песчаники и гравелиты позднепалеогенового-среднемиоценового возраста ($Pg_3-N_2^{-1}$); 17 — нерасчлененные отложения позднего палеогена — нижнего-среднего миоцена ($Pg_2-N_1^{-2}$).

- III. Генетические типы вулканов и их морфология. 18 — базальтовые шлаковые конусы (Q_4); 19 — базальтовые лавовые вулканы (Q_4); 20 — крупный

многофазовый экструзивный комплекс Дикий Гребень (Q_4); 21 — небольшие экструзивные купола дацитового состава Q_3 - Q_4 ; 22 — субинтрузивные образования; 23 — существенно лавово-пирокластические стратовулканы; 24 — существенно пирокластические стратовулканы; 25 — щитовидные существенно лавовые вулканы (Q_1 - Q_2); 27 — крупные плиоценовые центры вулканизма; 28 — сильно эродированные реликты плиоценовых вулканов; 29 — кратеры стратовулканов; 30 — сбросы обрамления Паужетской вулканотектонической депрессии; 31 — грабен долины р. Паужетки; 32 — горст Камбального хребта; 33 — кальдеры, с которыми связаны пемзовые потоки.

IV. Дизъюнктивные нарушения. 34 — наблюдаемые разломы; 35 — предполагаемые разломы; 36 — трещины, с которыми связаны пемзовые потоки.

пелена с глаз упала, когда он услышал, что район Долины Гейзеров является единой структурой с кальдерой Узон». Это было фактически первое на Камчатке описание сдвиговых деформаций в связи с вулканотектоническими депрессиями. Но сам термин «трансформный разлом» мной не употреблялся. Эта идея пришла много позже, когда была разработана концепция генезиса кислых магм в процессе роста гранитного слоя коры [Эрлих, 2009а].

Самый яркий пример локализации вулканизма вдоль широтных зон разломов дает описание Паужетской структуры. Её геологии и вулканизму посвящена специальная монография [Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки, 1980].

Схема, приведенная на рис. III-45, столь перегружена многочисленными деталями, что понять характер движений по разломам очень затруднительно. Дело в том, что составитель её Ю.П. Масуренков делал это, желая показать как бережно надо относиться к фактическому материалу [Долгоживущий центр..., 1980]. Природа движений по широтным разломам этого района была расшифрована позже (рис. III-46), после того, как со схемы были убраны многочисленные детали, связанные с аккумуляцией на поверхности вулканических продуктов [Леонов, 1981]. О трансформной природе широтных разломов в обеих работах упоминания не было. Я пишу обо всем этом так подробно просто из желания проанализировать последовательность событий и восстановить историю отрисовки структуры.

На примере Паужетской структуры отчетливо видно, что центры активного вулканизма и связанные с ними вулканотектонические депрессии и кальдеры смещаются во времени с запада на восток. По всей вероятности, это отражает направление смещения по трансформному разлому. То же можно сказать и о глубинном сдвиге (трансформном разломе), контролирующем Узон-Гейзерную вулканотектоническую

депрессию [Эрлих, 2009]. Такое единообразие направления движений, скорее всего, связано с надвиганием геотектонической системы Камчатки на океанический блок (а не пододвиганием океанического блока под геотектоническую систему Камчатки).

Трансформные разломы аналогичного типа присутствуют повсеместно на стыке островных дуг нормального типа и геотектонических систем типа Камчатки. Во всех случаях они контролируют положение крупных центров кислого вулканизма. На Кюсю это вулканический центр Унзен, в пределах которого обнаруживаются крупные зоны широтных разломов; на границе островной дуги Сунда и тектонической системы Суматры её пересекает широтный разлом, на котором расположен крупный центр кислого вулканизма – вулкан Кракатау; в центральной части Суматры расположена крупная вулcano-тектоническая депрессия озера Тоба, положение которой контролируется широтными сдвиговыми зонами. Наличие широтных зон разломов предполагается и в вулcano-тектонической структуре Кутчаро (северо-восточное Хоккайдо). Разлом того же типа пересекает центральную часть Жупановско-Карымской вулcano-тектонической депрессии (рис. III-47). Он, по всей видимости, контролирует её пространственную локализацию.

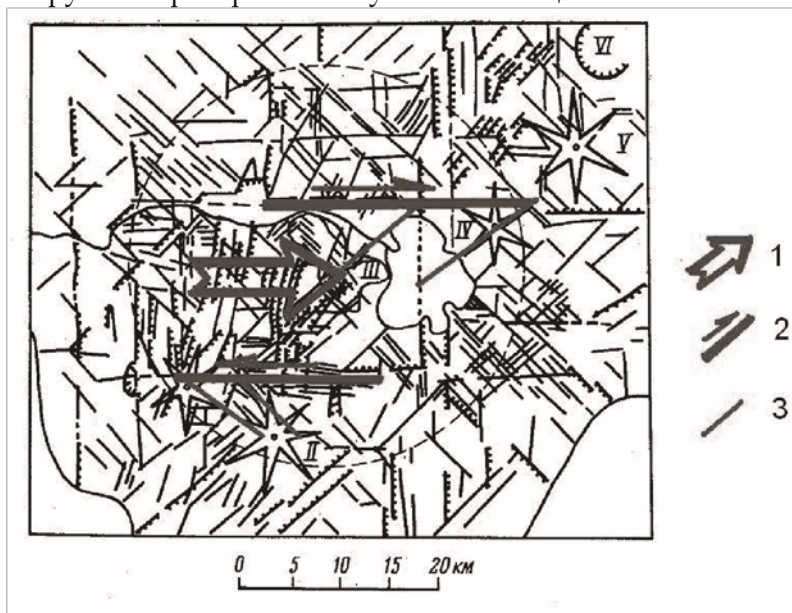


Рис. III-46. Динамика движений по разломам Паужетской вулcano-тектонической депрессии [Леонов, 1981]. 1 – направление общего смещения блока, 2 – направление движений по глубинным сбросо-сдвигам, 3 – оперяющие трещины отрыва,

контролирующие пространственное положение молодых эруптивных центров

Перетекание глубинного вещества в связи с движениями по трансформным разломам представляет лишь один из возможных механизмов перераспределения глубинного вещества. Более общий случай представляет собой перетекание глубинного вещества в связи с восстановлением изостатического равновесия. В ходе этого процесса формируется флексура поверхности М на границе вулканического пояса Восточной Камчатки и восточной горст-антиклинальной системы, частными случаями которой являются идущая вдоль побережья Южной Камчатки горст-антиклиналь Берегового хребта и горст-антиклинали полуостровов восточного побережья (Шипунского мыса, Кроноцкого, Камчатского мыса) [Штейнберг, 1966]. Но характер разломных дислокаций, вдоль которых локализовались многочисленные вулканические центры, остался вне поля зрения исследователей. Тем более не говорилось о трансформной природе этих разломов. Наверное, единственный раз я слышал упоминание о возможной трансформной природе этой зоны от В. И. Белоусова, перенесшего сюда терминологию и понятия геологов новозеландской школы. Основным источником данных о кинематике движений являются исследования сейсмофокальной зоны по разломам островных дуг и сходных с ними геотектонических систем.

Наиболее подходящий материал для рассмотрения кинематики

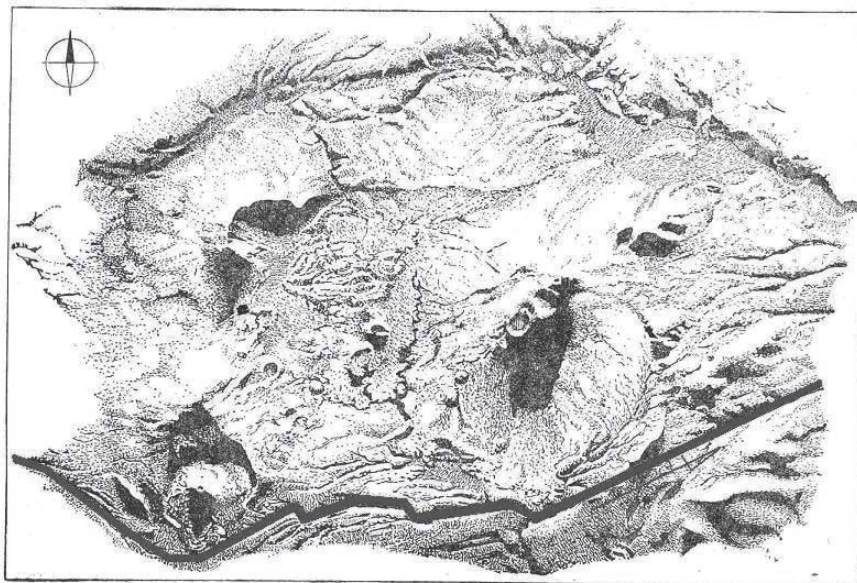


Рис. III-47. Трансформный разлом, пересекающий центральную часть Жупановско-Карымской вулcano-тектонической депрессии, модифицировано по Н. А. Гусеву [Святловский, 1975]. Черная линия – предполагаемый глубинный трансформный разлом. Тонкая черная стрелка указывает направление горизонтального смещения

сейсмофокальных зон дает Курило-Камчатская зона.

В пологой и верхней части сейсмофокальной зоны наблюдаемые локальные деформации хорошо описываются тангенциальными движениями по плоскостям падения сейсмофокальной зоны (при горизонтальных северо-западных направлениях осей сжатия). Судя по взбросовому характеру деформаций, основная сейсмичность сосредоточена здесь на верхней границе предположительно субдицирующей плиты. Характер напряжений изображен на приведенном ранее рис. III-37.

Полученная картина позволяет существенно уточнить характер движений по сейсмофокальной зоне. Отметим несколько моментов:

Для Курильской части зоны характерно различие простираний отдельных частей системы Курильской дуги. Южная и Центральная части вытянуты в направлении на северо-восток 45° , а отдельные группы вулканов здесь ориентированы по азимуту СВ $25-30^\circ$. Северная группа островов образует ряды структур меридионального простирания,

продолжающие направление структур Южной и Центральной Камчатки. Оба различно ориентированных участка разбиты системой сбросов и сбросо-сдвигов северо-западного и широтного простирания. В результате создается сложная конфигурация блоковой системы дуги по простиранию. При этом простирание желоба изменяется вдоль дуги очень плавно, что и придает дугообразный облик системе в целом. Описанная продольная зональность свидетельствует о том, что Курильская дуга развивалась не как однородная структурная система, а образовалась в результате параллельного развития двух самостоятельных систем. Первая из них, включающая Южную группу островов, развивалась в тесной связи со структурами Японии. Вторая, включающая Северную группу, связана с развитием структур Камчатки. Центральная группа островов, по-видимому, результат более поздних этапов развития второй из этих систем.

Сейсмофокальная зона в районе Курил выходит на поверхность на участке между желобом и геантклиналью внешней дуги. В тыловой части зоны имеются ориентированные в широтном направлении линейные участки, где отсутствуют (или их мало) землетрясения с глубиной очага более 100 км. Они приурочены к району пролива между Итурупом и Кунаширом, к северной части Итурупа и проливу между ним и смежным с севера о-вом Уруп, между Урупом и Симуширом. На продолжении их располагаются линейные зоны сгущения эпицентров мелкофокусных землетрясений, имеющие субширотное простирание. К северу от каждой из таких зон блоки островов Большой Курильской дуги смещаются на восток на хребет Витязя на пересечении с этими зонами фиксируются широтные уступы рельефа, смещающие геантклиналь внешней дуги. К северу от такого рода зоны, проходящей в районе о. Шиашкотан, происходит стык Северного и Южного звеньев Курильской дуги. Фронтальная часть сейсмофокальной зоны к северу от этого участка резко смещается на восток (рис. III-34).

Всё это дает возможность, как и для Камчатки, интерпретировать градиентные зоны, разграничивающие участки с разной сейсмичностью, как глубинные разломы типа правого сдвига. Как видно из продольного разреза сейсмофокальной зоны, приводимого В. Н. Аверьяновой [Аверьянова, 1968], она состоит из двух шарнирно погружающихся блоков: один – от Камчатки до Центральных Курил (глубины меняются от 100 до 600 км), а второй – от Хоккайдо до Центральных Курил (от 300 до 600 км). Первый блок погружается на юг-юго-запад, а его тыловая (по простиранию) сторона обрывается разломами, падающими на север-

северо-восток, второй блок – на северо-восток, а его тыловая (по простиранию) сторона обрывается разломами, падающими на юго-запад. Стык обоих блоков отмечается в районе о. Шиапкотан, т. е. соответствует стыку Южного и Северного звеньев Курильской дуги.

Наиболее характерными морфоструктурами, выраженными на островах Большой Курильской гряды, являются грабены широтного простирания заподлицо, заполненные пемзовым и осадочно-пирокластическим материалом.

Тут, в заключение этого раздела, важно подчеркнуть, что речь идет не просто о простирании разломов, а об их генетической природе, при которой с движениями по разломам связывается преобразование коры.

Американские данные в свете геологии островных дуг

Особо следует рассмотреть данные по Американскому континенту, где отсутствуют зона Беньофа, нет островных дуг и сопутствующих им структур. Распределение систем трещин и структур в околодвиговых зонах хорошо изучено [Moody, Hill, 1956]. Приводимый ниже рисунок III-48 показывает распределение разломов и складок волочения на крыле сдвига Сан-Андреас. Пользуясь данными этих исследователей, можно попробовать решить обратную задачу – по рисунку околодвиговой системы трещин и структур реконструировать динамику движений по разлому.

Пока рассматривались островные дуги и связанные с ними тектонические системы западной части Тихоокеанского кольца дискуссии велись в рамках первоначальной версии тектоники плит. Разве что упоминалось о том, что перед фронтом дуги не всегда располагаются блоки с океанической корой, и выходило, что блоки с развитым гранитным слоем погружаются («загоняются») под блоки с более тяжелой корой океанического типа. Но тут вступала в силу классическая отговорка «вы рассматриваете не ту версию тектоники плит».

Было показано, что крупные океанические плато не могут быть субдуцированы. Такие мощные плато устойчивы к процессам субдукции,

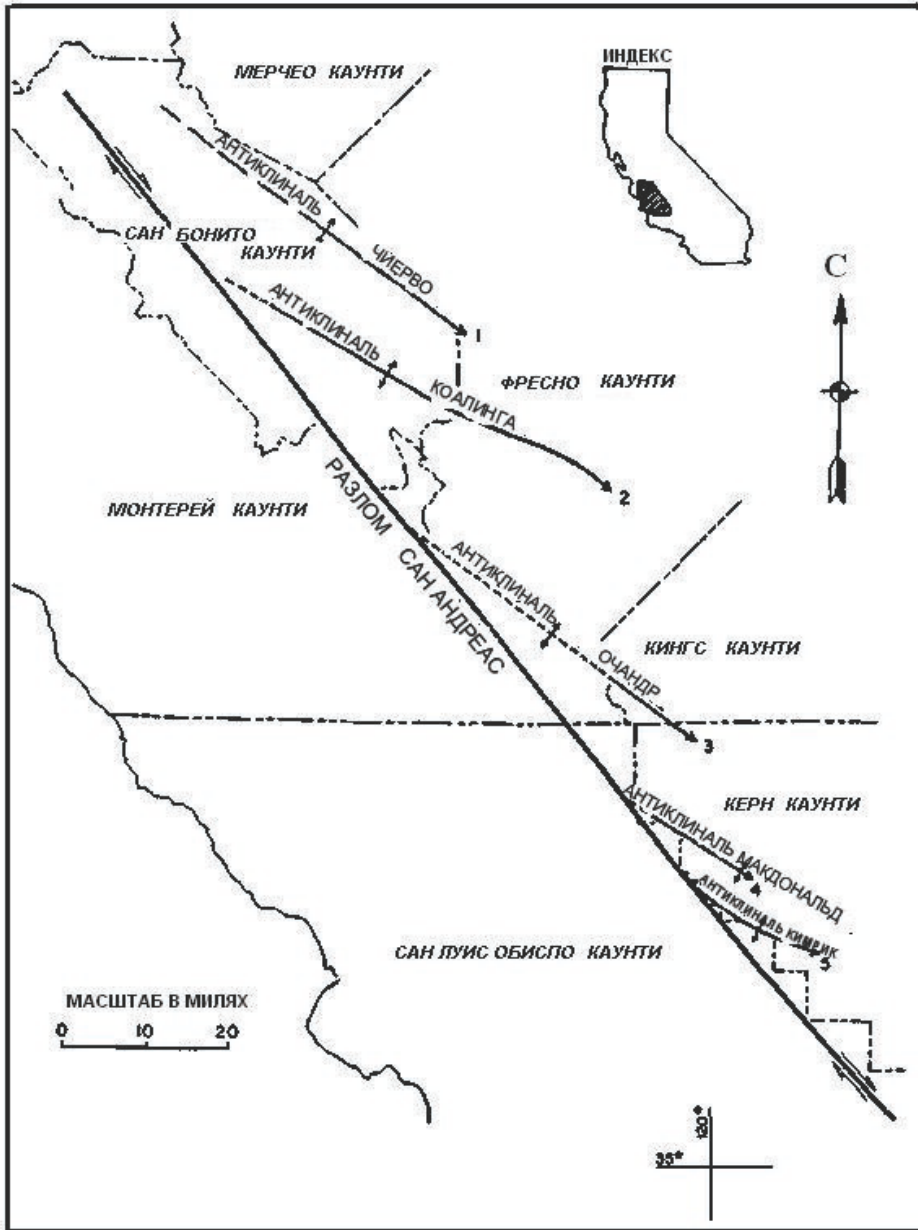


Рис. III-48. Распределение разломов оперения и складок волочения вдоль сдвига Сан-Андреас [Moody, Hill, 1956]

сминают желоба и смыкаются с островными дугами в ходе процессов аккреции [Cloos, 1993, Saunders et al., 1992]. Следует напомнить о том, что

Г. Клоос является общепризнанным авторитетом по структурной геологии.

Уайт и Маккензи [White and McKenzie, 1989] показали, что такого рода метасоматически-обогащенная оболочка может быть естественным результатом восходящего потока летучих. Принятие гипотезы о существовании такой рода оболочки делает ненужными все предположения о существовании суперплюмов.

Эти работы ставят точку в теме природы движений по сейсмофокальной зоне. С учетом приведенных данных о природе сейсмических очагов и вертикальном падении пластин её составляющих следует оставить представления о надвиговом (или поддвиговом) её характере. Взамен этого правильная терминология должна использовать выражение продвижения теплового фронта (или фронта метаморфизма).

Хуже обстояло дело при попытках отождествления с островными дугами древних вулканических поясов, или при попытках идентифицирования с островными дугами или их элементами подвижных поясов восточной (Американской) половины Тихоокеанского кольца. Считалось, что Восточно-Тихоокеанское поднятие находит прямое продолжение в вулканическом поясе Каскадных гор и грабене Калифорнийского залива, а последний отождествлялся с рифтом срединно-океанического хребта. Это утверждение трудно объяснить иначе, чем абберрацией, поскольку на любой физикогеографической карте видно, что грабен Калифорнийского залива прямо продолжает Центральноамериканский глубоководный желоб и, с другой стороны, по простиранию продолжается глубинным сдвигом Сан-Андреас. Как правило, оставляется за рамками дискуссии то, что Трансмексиканский вулканический пояс пересекает Центральную Америку и имеет чисто сдвиговую природу [Seth, Torres-Alvarado, Verma, 2000]. Представляется, что следует признать, что отдельные структурные элементы системы островной дуги могут развиваться автономно, вне связи с другими её элементами и, благодаря сдвиговой природе основных разломов, способны развиваться по простиранию. Предполагаемое соотношение Восточно-Тихоокеанского поднятия со структурами Тихоокеанского побережья США изображено на рис. III-48. Калифорнийский залив рассматривается как зона спрединга, продолжающая к югу правосдвиговый разлом Сан-Андреас. Рифтовые долины в этой зоне также эшелонированы по типу правого сдвига (сравни со схемой кулис трещин отрыва на рис. III-48).

Трансмексиканский вулканический пояс имеет то же простирание, что и гигантские разломы, прослеженные по геофизическим данным на дне прилегающей части Тихого океана, также имеющие сдвиговую природу (см. рис. III-49).

Как мы видели, и геолого-геофизические материалы «типоморфных» островных дуг западной части Тихоокеанского кольца не укладываются в прокрустово ложе плейт-тектоники. Несоответствие становится еще более разительным при рассмотрении материалов по тектоническим системам, само название которых входит в название «плейт-тектоника». Речь идет о платформах, другое название которых «плейтс» (плиты) [Эрлих, 2016]. В оригинальной версии они рассматривались как чисто пассивные элементы – своего рода аналог льдинам, реагирующим на движения, генерируемые в островных дугах и срединно-океанических хребтах. Как было показано, в реальности их коллизия в ротационном поле Земли приводит к горообразованию, формированию таких мощных горных систем как Гималаи или Верхоянский хребет, то есть предполагаемые пассивные плиты выступают как главные двигатели тектонической машины. Платформы проходят однотипные этапы геологической эволюции, в ходе которой аккумулируется достаточное количество тепла для массовых излияний траппов.

Смит [Smith, 1993] показал, что мантийные астенолиты преобладают вдоль древних зон глубинных разломов, являющихся следами «горячих точек», возникающих как результат продольного рифтинга таких древних ослабленных зон. Продолжающиеся метасоматические процессы и прохождение летучих вдоль древних сутуров в течение миллионов лет приводят к формированию неглубоко залегающей обогащенной мантии, материал которой захватывается в ходе вулканического процесса [Bailey, 1982, Sheth, 1999a].

Нельзя не отдать должного изобретательности авторов этой схемы. Надо ли говорить, что какие-либо геолого-геофизические данные, подтверждающие рисовку предполагаемого окончания Восточно-Тихоокеанского поднятия, переходящего в грабен Калифорнийского залива и далее в разлом Сан-Андреас полностью отсутствуют. Зато она в точности отражает точку зрения на геодинамику этого района, господствующую среди геологов США. Представляется, однако, что вся эта изощренная работа маскирует простые отношения между основными структурными элементами – переход по простиранию глубоководного Центральноамериканского желоба в грабен Калифорнийского залива и

далее в разлом Сан-Андреас. Это отражено на рис. III-50, представляющего собой модификацию рис. III-49.

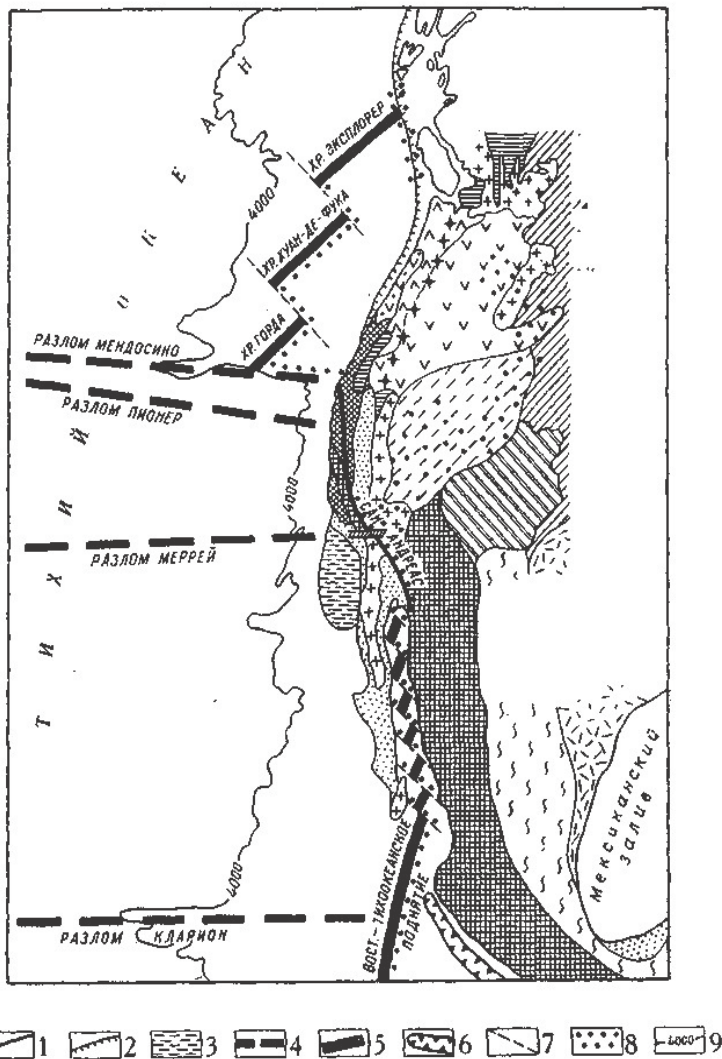


Рис. III-49. Тектоническая схема рифтовых долин и трансформных разломов северо-восточной части Тихого океана из [Гончаров, Телицкий, Фролова, 2005]
 1 – разлом Сан-Андреас, 2 – континентальный склон, 3 – Калифорнийское подводное окраинное плато, 4 – «разломы-гиганты» океанского дна,
 5 – Восточно-Тихоокеанская зона спрединга, 6 – глубоководный желоб Центрально-Американской зоны субдукции, 7 – трансформные разломы, 8 – пояс эпицентров землетрясений (изображен условно), 9 – изобата (м). Остальные условные

обозначения относятся к континенту и в данном аспекте несут существенный для горизонтальных движений противоположного направления

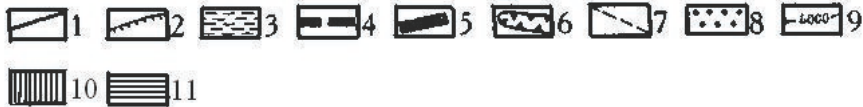
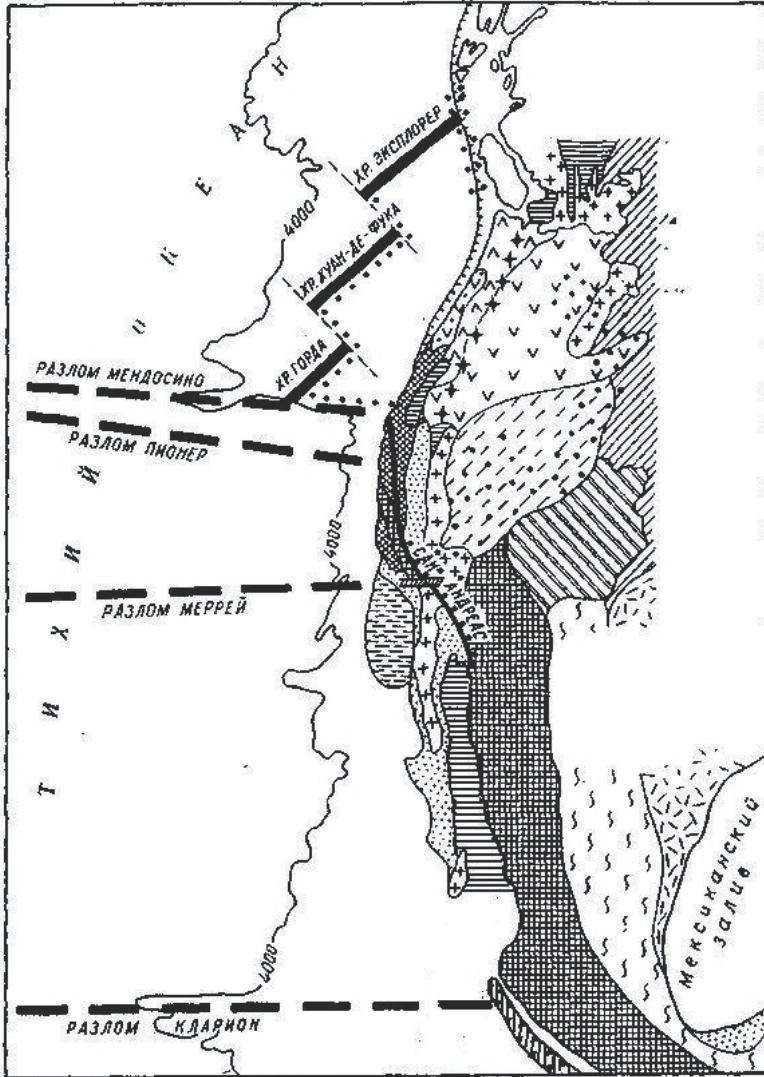


Рис. III-50. Соотношение Центрально-Американского желоба, грабена

Калифорнийского залива и разлома Сан-Андреас [упрощено из Гончаров, Телицкий, Фролова, 2005]

Применение принципов плейт-тектоники к материалу Курило-Камчатской дуги можно найти в работах Г.П. Авдейко. На основе определения стратиграфического положения кремнисто-вулканогенных толщ автором намечены этапы миграции фронта Курило-Камчатской системы [Avdeiko, 1971, Авдейко, 1974]. Положительной чертой его работ является тщательное использование литолого-стратиграфической характеристики пород. Г.П. Авдейко определяет зоны инициального вулканизма по спилито-кератофировому составу вулканогенных пород в вулканогенно-кремнистых толщах и отмечает их миграцию во времени в сторону океана. В то же время возникает вопрос об отождествлении зон инициального вулканизма с глубоководными желобами. В последних, насколько мне известно, ни разу не отмечены проявления вулканизма этого типа. Большое значение имели собранные материалы по структуре и подводному вулканизму Курильской островной гряды [Авдейко и др., 1992]. Изучение проводилось в соответствии с первоначальным вариантом тектоники плит. Основы тектоники плит при этом не ревизовались.

внутреннее строение сейсмофокальной зоны

В настоящее время наиболее изученной представляется Курило-Камчатская сейсмическая зона.

Курило-Камчатская сейсмофокальная зона является одним из самых активных участков циркумтихоокеанского пояса сейсмической и вулканической активности. Наблюдения за сейсмической активностью здесь осуществляются сетью сейсмических станций. Изначально часть станций принадлежала Институту вулканологии, а другая часть Тихоокеанской экспедиции Института физики Земли. В итоге многолетних непрерывных наблюдений была создана база данных в виде каталога КФ ГС РАН, с 1962 по настоящее время. Геометрия Курило-Камчатской зоны проанализирована в работах [Токарев, 1959, 1970, Lander and Shapiro, 2009]. Ориентировка векторов сжатия в очагах землетрясений представлена В. М. Зобиным [Zobin, 1979].

Преобладающими сейсмогенными движениями в литосфере островного склона Курило-Камчатского желоба являются субвертикальные восходящие перемещения масс, а не пологие надвиги и сдвиги-надвиги, и очевидно, что сейсмогенные движения в литосфере и в

фокальной зоне, а также ориентация напряжений в очагах, не могут быть приняты за обоснование схемы субдукции [Балакина, 1987]. С точки зрения сейсмических данных более вероятным является представление о фокальной зоне как зоне контакта областей мантии с разными свойствами – аномальной мантии тылового бассейна и холодной плотной океанической мантии. [Кузин, 1974, Павленкова, 1989.] Проявляющиеся закономерности ориентации разрывов, подвижек и напряжений в очагах землетрясений позволяют высказать гипотезу, что такая зона контакта представляет собой область дифференцированных, преимущественно субвертикальных, перемещений масс. Однако она также предполагает, что наряду с преобладающим восходящими движениями, при которых более полого ориентированы напряжения сжатия, появляются землетрясения, вызванные нисходящими движениями которые, возможно, сопровождаются объемными деформациями, связанными с фазовыми переходами в мантии.

С геомеханической позиции поддвиг и надвиг является тектоническим выражением процесса сдвига. Результаты модельных экспериментов показывают, что образование поддвиг или надвига связано главным образом не с направлением действия тектонических сил, а с «граничными условиями» (разницей в плотностях контактующих блоков и пределами их прочности на сжатие, и особенно с наклоном плоскости контакта). Показано, что в условиях сжатия более легкие слои обычно надвигаются на более плотные, а слои с меньшим пределом прочности – на слои с большим пределом прочности. Отсюда следует, что в условиях сжатия скорее будет происходить надвиг континентальной коры на океаническую, чем поддвиг последней под континентальную. Таким образом, в условиях сжатия, вдоль зоны контакта континентальной и океанической коры развивается надвиг, что приводит к образованию системы дуга – желоб, иногда – с образованием задугового бассейна – за счет локального растяжения [Wenyong Zhang, Fuchen Ma, Jiazeng Shan, 1985]. С интерпретацией этих модельных экспериментов можно было бы согласиться, но без тектонических сил здесь не обойтись. Откуда берется сдвиг, который сам по себе произойти без внешней силы не может; имеет вектор силы и сдвиг происходит по границе плотностной неоднородности? Он может произойти при расширении (разуплотнении), т. е. увеличении объема и возникновении напряжений на внешней границе с вмещающей средой. Вектор силы направлен наружу, т. е. в сторону расширения, либо при усадке, т.е. уплотнении вещества (уменьшении объема). При этом максимум напряжения

возникает на границе с веществом другой плотности (прочности). Вектор силы направлен внутрь. Если рассматривать восточный вулканический пояс Камчатки как восходящее вертикальное смещение нагретого и разуплотняющегося вещества, со всесторонним внутренним давлением, за счет тепла, то на границе аномального расширяющегося объема (слое самоизоляции) будут создаваться давления (силы). Эти силы на границе во вмещающих породах будут создавать сжатие, и силы будут направлены наружу из аномального объема. Со стороны Срединного хребта и Центрально-Камчатской депрессии вмещающие породы будут холодные и более плотные. Со стороны океана вмещающие породы будут менее прочные, т. к. они раздроблены многочисленными землетрясениями, происходящими в основном на материковом склоне Камчатки, за счет повышенного теплового потока, т. е. более теплой и неоднородно разуплотненной магматическими очагами и разломами земной коры и верхней мантии в районе глубинного разлома, определяющего сейсмофокальную зону. Поэтому результирующая сила – тектоническое выражение сдвига, будет направлена в сторону менее плотного вещества (на восток), тем более что мощность горных пород от аномального объема до континентального склона глубоководного желоба во много раз меньше чем на запад, в сторону Срединного хребта. Таким образом, мы видим, что для смещения в сторону океана требуется меньше усилий для организации сдвига, чем в сторону континентальной части Камчатки.

Также мы предполагаем, что смещение континентального блока происходит не по верхней границе сейсмофокальной зоны (которую пытаются представить смесителем), а по границе М, т.е. по границе фундамента, где метаморфизованный вулканогенно-осадочный чехол земной коры надвигается на наружную границу глубинного разлома, представляющего фокальную зону. Фронт надвига земной коры подвержен интенсивному тектоническому дроблению, что и отмечается интенсивной сейсмичностью приповерхностных землетрясений материкового склона. Этот процесс создает условия для дальнейшего смещения земной коры на океанический слой или продолжения процесса континентализации.

В соответствии с господствовавшей ранее моделью очага как отражением хрупкой деформации, отдельные гипоцентры в пределах сейсмофокальной зоны рассматривались как результат хрупкой деформации в процессе смещения прилегающих блоков, а сейсмофокальная зона в целом как отражение сместителя – надвига (или

поддвига). Отказ от этой модели должен был привести к пересмотру физической природы сейсмофокальной зоны.

Изменение представления о геометрии и физике очагов землетрясений привело к необходимости пересмотра представлений о структуре сейсмофокальных зон.

Очаговая зона сильных и разрушительных землетрясений – объемная, неустойчивая энергонасыщенная структурная неоднородность земной коры, формирование и функционирование которой связаны со структурно-вещественными преобразованиями в локальных очагах [Литовченко, 2015]. Что не противоречит, ранее высказанным выводам о Камчатской сейсмогенерирующей зоне [Балакина, 1992], где показано, что она охватывает литосферу островного склона желоба между 47 и 58 град. с.ш.; её длина примерно 1500 км, ширина южнее 54 град. с.ш. 150 – 200 км, затем уменьшается; глубина заложения 70 – 100 км, что отвечает, по-видимому, подошве литосферы, ниже которой нарушается единая закономерность механизма очагов. Исследованные землетрясения подтверждают известную единую закономерность механизма очагов в литосфере островных склонов желобов.

Очаги – крутые взбросы преимущественно продольного простирания с падением в сторону океана; оси напряжений ориентированы: сжатия – ортогонально дуге под небольшим углом к горизонту с наклоном в сторону Тихого океана; растяжения – круто, с падением в противоположную сторону, промежуточное – вдоль дуги и субгоризонтально. Границами больших очагов являются преимущественно крутые взбросы или взбросо-сдвиги, косо секущие дугу в азимутах около 70 град (от 60 до 90). Несколько толчков М-6,5, происшедших внутри желоба, вызваны сбросами и сбросо-сдвигами с горизонтальной осью растяжения. Зона состоит из нескольких основных подзон в соответствии с наличием подводных хребтов в островном склоне. Каждая подзона включает геологически фиксированные крупные очаги в виде продольных взбросов с крутым падением в сторону океана, глубиной заложения несколько десятков км, с максимальными длинами 300 – 500 км. Кроме наиболее крупных подзоны содержат наборы очагов разных меньших размеров, в том числе длиной в десятки километров, порождающих толчки с магнитудами 7 – 7.5. Единый преимущественный тип очагов в виде продольных крутых взбросов отражает единый сейсмогенный тектонический процесс – поднятие подводных хребтов в островном склоне.

В рамках объемной модели очаги сильных коровых землетрясений представляются разуплотненными колоннами в земной коре, верхняя часть которых взаимодействует с гидросферой, а нижняя размывается в астенолитах литосферы. Колонны имеют неправильную форму, что обусловлено особенностями тектонического строения региона.

Физическую природу формирования очаговых зон японские, европейские, американские и другие сейсмологи объясняют с позиций «теории новой глобальной тектоники», и очаг рассматривается как плоскость (поверхность) между контактами. Однако в существующих физико-математических моделях сейсмических процессов не уделялось серьезного внимания физическим и химическим законам, управляющим современными геологическими процессами. Эти факторы не учитывались при расшифровке сейсмических событий. В рамках существующих концепций, то, что очаги землетрясений формируются, главным образом, при движении континентов под воздействием внутриземных сил, установленными фактами о планетарных и глобальных изменениях сейсмических процессов, не объясняются. Как следствие, методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений, разработанные на основе таких представлений, не оправдываются. На смену широко распространенной концепции о том, что сейсмические процессы генерируются в основном за счет внутриземных источников энергии, развивается научная парадигма о динамическом их развитии с учетом сложных взаимосвязей между процессами внутриземного и внеземного происхождения [Курскеев, 2011, Курскеев, Жданович, 2010]. Возможно, Мартьянов Н.Е. [Мартьянов, 1968] один из первых обосновал взаимодействие космических и внутриземных процессов. Эти представления настолько опережали время, что ему не дали возможность защитить даже кандидатскую, но его подход находит современные подтверждения и этот подход в геологии начинают называть «мартьяновщиной». По подобию, как раньше поступили с А.Л.Чижевским – «чижевщина», однако гелиобиологию Чижевского в настоящее время признали. Думается, что подходы к геонии, высказанные Н.Е.Мартьяновым в непризнанном официальной наукой труде и посмертно напечатанной малым тиражом книге [Мартьянов, 2003], за счет коллег по работе, найдет признание и понимание.

Очаг землетрясения 2004 года в районе Суматры, с которым связано цунами, представляет собой крутой взброс северозападного простирания с падением в сторону Индийского океана, протяженностью примерно 450 км [Балакина, 2002]. По результатам наблюдений спутниковой геодезии

[Рогожин, 2011] показано, что при катастрофическом землетрясении в Японии 11 марта 2011 г, с $M=9.0$, блок литосферы длиной около 600 км и шириной порядка 100 км испытал вертикальную подвижку до 8 – 10 м на континентальном склоне острова Хонсю [Балакина, 2011] Такие смещения не удастся адекватно объяснить с точки зрения классической теории тектоники плит.

Д. Г. Осика и В. И. Черкашин [Осика, Черкашин, 2004] разработали серию моделей, рассматривающих сочетание диффузии жидкостей и динамической обстановки. По определениям авторов, в моделях диффузионно-дилатантной и лавинно-линейной размеры областей формирования сильных землетрясений не превышают десятков км, т. е. они локальны, тогда как радиусы их составляют 300-400 и более км.

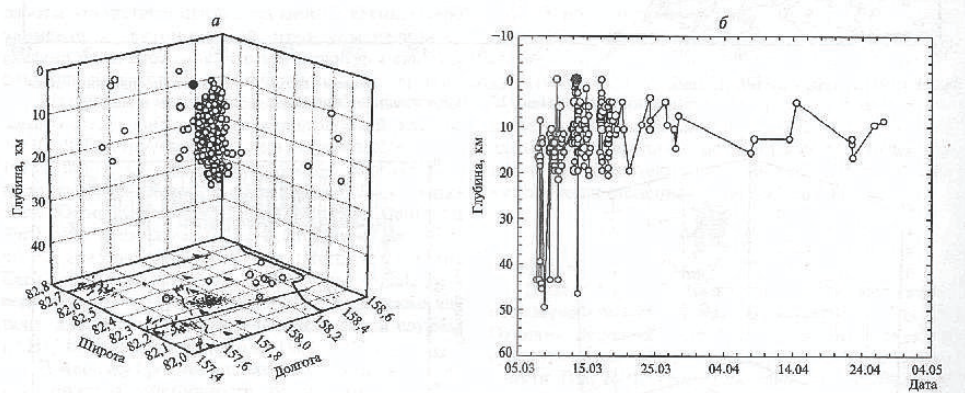


Рис. 3-51. Сейсмический «гвоздь» в Южной Камчатке, образовавшийся в марте 1983 года [Захаров, 2013]

а – трехмерный вид «гвоздя», показаны также эпицентральные проекции очагов, проекции вулканов (треугольники), контуры береговой линии (черные линии) и активные разломы, б – последовательность изменения глубины очагов землетрясений при формировании «гвоздя». Черные кружки – землетрясение с $M=5.3$, белые кружки – землетрясения с M менее 5

В нашей парадигме очаги сильных землетрясений представляются не локальными, а региональными диссипативными образованиями, периодически вовлекаемыми в тектонические напряжения, они обусловлены разуплотнением вещества астеносферы и эволюционируют в соответствии с особенностями нелинейной геодинамики конкретных структур.

Основы тектоники плит образуют представления о двух типах глубинных процессов – спрединге в срединно-океанических хребтах и субдукции в островных дугах и сходных с ними геотектонических системах (типа Камчатки и Тайваня). О соотношении обоих типов геотектонических систем с моей точки зрения дает представление геология острова Мак-Куори [Эрлих, 2012]. Общее представление о механизме субдукции отражает механизм, предложенный ранее в работе [Ringwood, 1975].

Наиболее концентрированное изложение проблем для тектоники плит, связанных с сейсмологией, является работа М. В. Родкина [Родкин, 2004] на которой и основан существенно приводимый ниже обзор проблемы.

Материковый склон Камчатки находится под влиянием сейсмичности линейных валов взбросового характера [Балакина, 2002]. При этом океаническая плита монолитна и не подвержена никаким деформациям [Cloos, 1993, Saunders et al., 1992]. По имеющимся данным Курило-Камчатская сейсмогенная зона разделяется на ряд подзон, субпараллельных островной дуге и приуроченных к подводным хребтам островного склона желоба. Каждая подзона представляет собой систему разномасштабных очагов. Ведущий тип последних – крутые продольные (т. е. ориентированные вдоль дуги) взбросы, падающие в сторону океана, с глубиной заложения до 70-100 км, где возможно располагается граница литосферы. Подобный ведущий тип очагов крупных землетрясений присущ и другим островным дугам Тихого океана [Балакина, 2002].

Очень важен вывод М. В. Родкина о том, что «нет оснований полагать, что генезис землетрясений на глубинах более 250-300 км связан с высоким коровым давлением флюида, но нет указаний и на принципиальное различие величин сейсмогенных напряжений в очагах коровых и глубоких землетрясений и не может считаться указанием на качественное изменение фокального процесса. Другие отличия глубоких землетрясений состоят в большей «гладкости» зоны очага и в малом числе афтершоков и также не носят принципиального характера» [Родкин, 1999].

Модель, учитывающая роль флюида, как катализатора метаморфических превращений горных пород, названа флюидо-метаморфогенной моделью [Калинин, Родкин, Томашевская, 1989]. Она является адаптацией фазовой модели генезиса землетрясений. Интересно отметить, что вывод о метаморфогенных процессах в очагах землетрясений сделан без учета ранее опубликованных данных о

метаморфогенной природе кислых магм [Маракушев, Тарарин, 1964, Эрлих, 1973], что, как мне кажется, служит дополнительным подтверждением метаморфогенной гипотезы.

Согласно с этой наименее противоречивой из имеющихся в настоящее время метаморфической моделью, сейсмофокальная зона предстает как фронт глубинного метаморфизма (упрощенно она может рассматриваться как отражение температурного фронта).

На роль универсальных индикаторов сильных землетрясений, как нам представляется, пока претендуют региональное изменение плотности теплового потока в атмосферу с одновременными нарушениями гидрогеодинамического режима скважин и минеральных источников, колодцев на этой же территории, независимо от формы дебитов и уровней флюидов. По-видимому, метод дипольного электрического зондирования полностью отвечает идее фронта метаморфизма.

Как это подразумевалось общей для советской геологии того периода моделью, существенные горизонтальные перемещения отрицались. Представления о геологии Камчатки соответствовали этой концепции. Выработанная нами модель развития современной структуры и четвертичного вулканизма Камчатки была представлена на сессии Генеральной ассамблеи международного геофизического и геодезического конгресса (МГТК) в Москве и высоко оценена генеральным секретарем международной ассоциации вулканологии и химии недр Земли (iavsei), профессором п. эвваром. Он счел, что публикация нашей работы на английском языке будет интересна для западных вулканологов и предложил нам подготовить материалы для специального выпуска *Bulletin Volcanologique*, посвященного Камчатке, что и было нами сделано [Erlich, Gorshkov, eds., 1979].

сейсмичность во внутренних областях плит

Основным следствием тектоники плит является признание того, что землетрясения генерируются на границах плит в ходе их взаимодействия. Но это положение вкорме противоречит пространственному распределению эпицентров землетрясений на Северо-Американской платформе.

Черные кружки соответствуют землетрясениям, произошедшим после 1972 года из «Предварительного каталога определения эпицентров геологической службы США». Другой тип черных кружков – эпицентры землетрясений произошедших до 1972 года из того же

«Предварительного каталога определения эпицентров геологической службы США». Крупные кружки соответствуют крупным землетрясениям. Темным цветом фона показаны городские площади с населением более чем 10 000 человек.

Люди в древности думали, что землетрясения бывают только в горах и по берегам морей тогдашней ойкумены (обитаемой Земли). Действительно, в горных районах, где земная кора живет особенно активной, временами даже бурной, жизнью, подземные толчки случаются чаще. Однако теперь хорошо известно, что землетрясения, иногда даже разрушительные, могут возникать и на равнинах, где их обычно не ожидают. Разве могли жители равнины по берегам Миссисипи в начале XIX века предположить, что в один ужасный день доселе мирная и спокойная земля станет рваться и трескаться, выбрасывая фонтаны воды с песком и грязью, деревянные дома зашатаются, а деревья будут раскачиваться, кланясь до земли. Именно это происходило трижды в период с 1811 по 1812 г., когда в центральной части североамериканского континента разразились сильнейшие землетрясения в 10–11 или даже 12 баллов. Американский писатель Марк Твен знал о землетрясениях. Герой его рассказа «Миссис Мак-Вильямс и молния» признаётся: «...После того как из-за меня произошло землетрясение четыре года назад, я ни разу не забывал молиться».

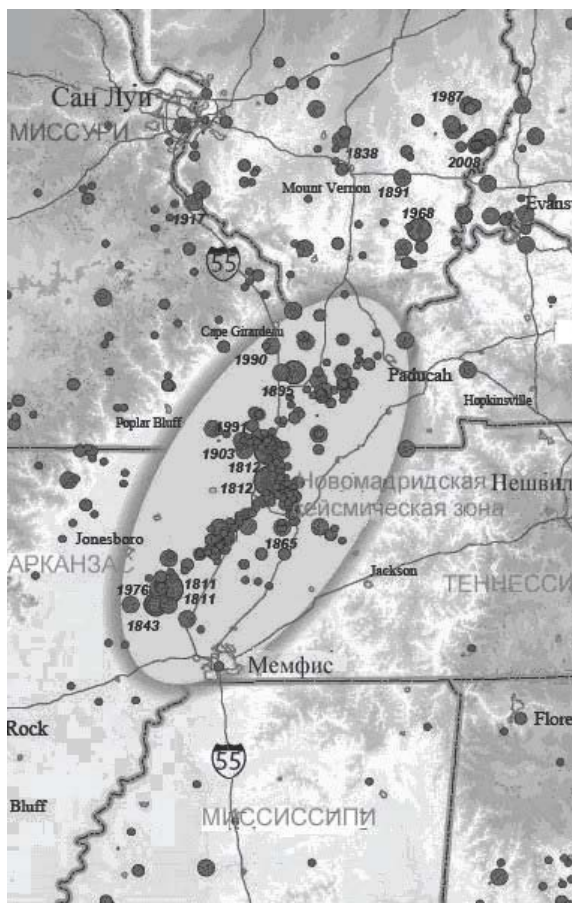


Рис. III-52. Топографическая карта, показывающая эпицентры землетрясений с амплитудой 2.5 (кружки) в центральной части США [Geology.com, Earthquake Hazard in the New Madrid seismic zone]

Сильные подземные толчки имели место в конце 1811 – начале 1812 года в районе города Нью-Мадрид, штат Миссури. В те времена не было приборов, позволяющих оценить силу землетрясений, однако в 1980е годы специалисты определили его магнитуду в 8 баллов и выше. Сейсмолог Сьюзан Хог (Susan Hough) считает, что магнитуда достигала почти 7 баллов. Район землетрясения является частью Нью-Мадридской сейсмической зоны, охватывающей части штатов Миссури, Арканзас, Теннесси (рис. III-52). Л. Сайкс [Sykes, 1978] предположил, что активность Нью-Мадридской зоны связана с ослабленными участками в коре (древние разломы, интрузии) благоприятно ориентированными

относительно регионального поля напряжений. Прямого совпадения Нью-Мадридской сейсмической зоны с поясом высоких аномалий магнитного поля и поля силы тяжести, изображенного на рис. III-60 [Эрлих, 2016], нет. Они параллельны друг другу. Проявления разломной тектоники на поверхности отсутствуют.

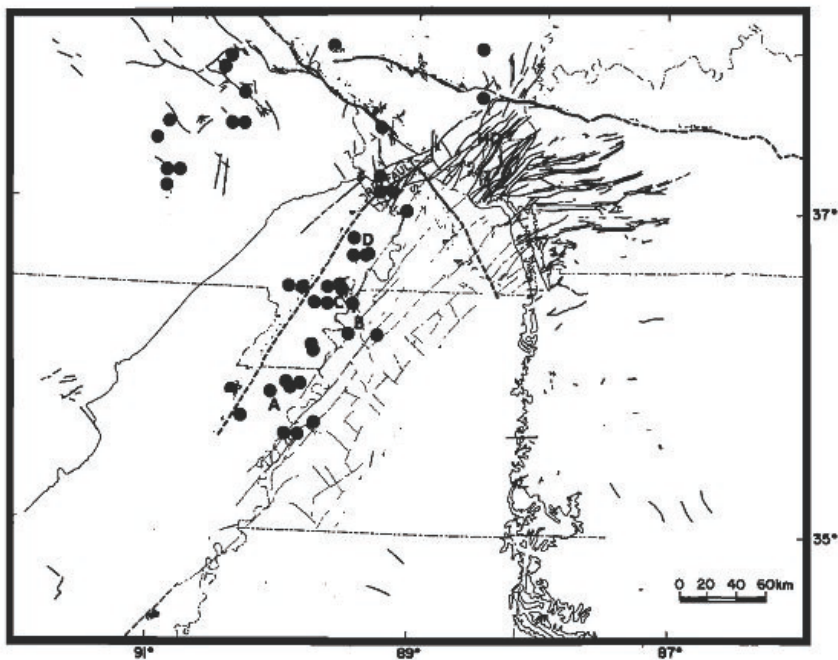


Рис. III-53. Эпицентры и разломы вдоль Нью-мадридской сейсмической зоны. В центральной части США, по [Sykes, 1978]. Сравнение с рис.

II-22 показывает параллельность эпицентральной зоны окончанию линейной зоны высоких значений аномалий магнитного поля и поля силы тяжести (мид-Континент Хай)

Сходные сильные землетрясения в этой области отмечены в 2350 году до н. э., в 900 и 1450 годах н.э. Они фиксируются по выбросам на поверхность водонасыщенного песка. Землетрясение силой 6,7 балла было отмечено 31 октября 1895 года близ Чарльстона, штат Миссури, и землетрясение силой 6,3 балла произошло 5 января 1843 года близ города Лепанто, штат Арканзас [Facts about the New Madrid seismic zone]. Характерно отсутствие ослабления силы землетрясений, непосредственно следовавших за сейсмическими событиями 1811–1812 года, которое должно было бы иметь место, если бы это были афтершоки.

А. Ф. Грачев [Grachev, 1982] высказал предположение, что различные условия проявления внутрикоровой сейсмической активности связаны с различным расстоянием Срединно-океанических хребтов от границ плит. Эта идея была развита в статье А. Ф. Грачева и Ш. А. Мухамедиева [Грачев и Мухамедиев, 1995], где авторы ставят вопрос о причине полной асейсмичности Восточно-Европейской платформы и сейсмической активности в пределах Северо-Американской платформы. Авторы стараются в точности следовать оригинальной концепции тектоники плит: плиты пассивны и двигаются только под воздействием внешних усилий. Они прямо говорят, что источником движущей силы являются срединно-океанические хребты, «толкающие» плиты, при этом не уточняя, о каких срединно-океанических хребтах идет речь. В случае Северо-Американской платформы можно говорить о двух срединно-океанических хребтах: Срединно-Атлантическом хребте и Восточно-Тихоокеанском поднятии. В случае Восточно-Европейской платформы никаких срединно-океанических хребтов в ближайшем окружении нет вообще. Ссылка авторов на атлантическое побережье Норвегии попросту неверна.

Не меняет дела и привлекаемый здесь авторами математический аппарат. В реальности ситуация в рассматриваемых сейсмичных районах в точности соответствует геологии продолжения Уджинского авлакогена на юг, в поле развития кембрийских толщ, и района проявления Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород к западу от Анабарского щита. Землетрясения могут явиться результатом разуплотнения мантийного материала в районах проявления ультраосновного-щелочного магматизма, или результатом перетекания материала в ходе восстановления изостатического равновесия, что обычно для геологического развития платформ [Эрлих, 2016]. Несоответствие геолого-геофизических данных положениям плейт-тектоники отнюдь не означает возврата к «тупому фиксизму». Предполагается вообще, что сами термины «фиксизм», «мобилизм» в общей форме не имеют смысла. Работа над геодинамикой платформ [Эрлих, 2016] со всей очевидностью показала, что даже в геотектонических системах, которые считались зонами почти исключительного проявления вертикальных движений, именно горизонтальные напряжения играют решающую роль в структурообразовании. Более того, рассмотренные материалы показывают, что имеются два разных по генезису типа горизонтальных движений.

Характерные значения сейсмогенных напряжений (кажущиеся напряжения в очагах и сброшенные напряжения) имеют тенденцию не уменьшаться, а увеличиваться по мере удаления от границ плит [Касахара, 1985, Scholz et al., 1986, Раутиан, Халтурин, 1991]. Это принято объяснять повышенной плотностью разломов вдоль границ плит и связанной с этим меньшей их прочностью [Касахара, 1985].

Но дело в том, что, распространяясь от границ плит, напряжения могут только уменьшаться, но не возрастать во внутренних областях [Грачев, Мухамедиев, 1995]. При относительно низких температурах земной коры превращения в твердых телах затруднены и только наличие катализатора (обычно водного флюида) открывает возможность относительно быстрой разрядки напряжений. Механическое (расширяющее) воздействие водного флюида дополняется химическим взаимодействием в системе горная порода – водный флюид.

Рост значений сейсмогенных напряжений вдоль границ плит (где число очагов очень резко уменьшается) ставит под сомнение и общепринятые положения об увеличении числа землетрясений в областях тектонических напряжений.

Максимум сейсмичности приходится на границы плит, что согласуется с представлениями о том, что именно эти границы являются источниками тектонических напряжений. Анализ данных о напряженном состоянии литосферы свидетельствует, что генерализованная ориентация планетарного поля напряжений, хорошо соответствует современной схеме взаимодействия плит, рассчитанной по формуле [Abe, 1982]. Это ставит под сомнение положение об обусловленности сейсмических напряжений движениями тектонических плит.

В заключение Грачев формулирует вывод о том, что представляется весьма вероятным существование в литосфере разномасштабных полей внутренних напряжений, не связанных с тектоникой литосферных плит. При этом поля меньшего характерного размера, по-видимому, существенно более изменчивы и имеют относительно большие амплитуды.

Кроме того наблюдается относительная независимость как момента землетрясения так и плотности очага от величины напряжения.

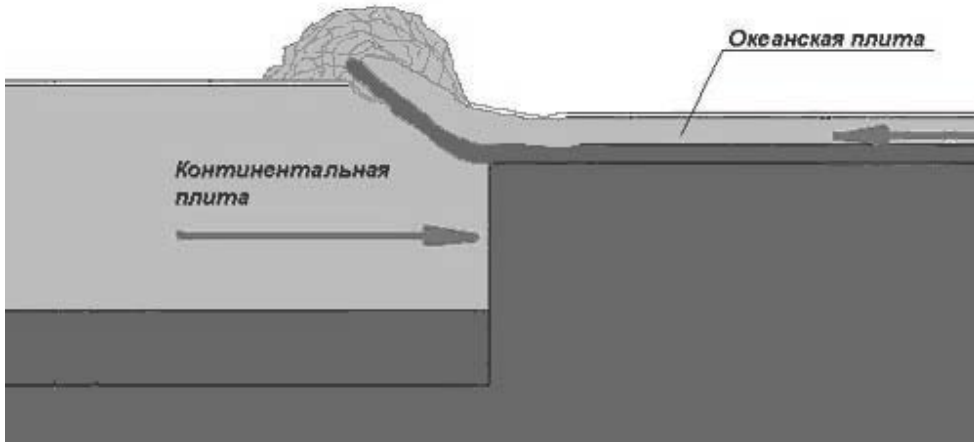


Рис III-54. Результат столкновения – океаническая плита ДОЛЖНА «наезжать» на континентальную! [Фисунов, 2009]

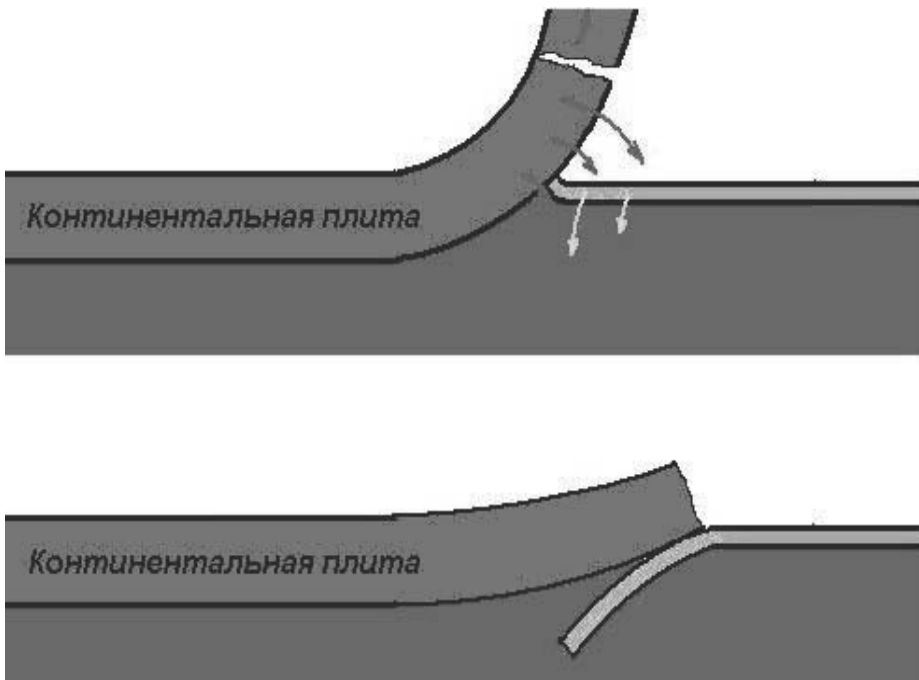


Рис. III-55. Опускание отогнутой вверх континентальной коры на океаническую плиту [Фисунов, 2009]

В учебнике [Хаин и Ломизе, 1995] констатируется, что океанические плиты всегда двигаются под континентальные. Это – физическое противоречие, а именно: более тяжелые литосферные плиты (всегда океанические) уходят под другие, более легкие и затем погружаются в мантию, что объясняется, исходя из единства их состава. Тут вступают в действие уплотнение и преобразование минеральной структуры субдицирующей плиты. В частности, предполагается, что базальты погружающейся плиты преобразуются в эколгиты. В принципе этот процесс рассматривался в работе [Ringwood, 1975].

Сам по себе факт погружения океанической плиты сомнений не вызывает [Хаин, Ломизе, 1995]. Вопрос состоит в механизме, обеспечивающем этот процесс. Было в общей форме показано, что погружение океанической плиты невозможно [Cloos, 1993, Saunders et al., 1992]. Выход из положения подсказала гипотеза напорной флюидизации.

Согласно этой гипотезе находят объяснение трудности применения высоконапорной флюидной модели сейсмогенеза (по крайней мере, на качественном уровне).

Однако М. В. Родкин тут же замечает, что на этом и кончается согласие данных по напряженному состоянию литосферы с положениями традиционной модели сейсмогенеза. Более детальное сопоставление выявляет особенности, противоречащие идее о предполагаемом согласии данных об обусловленности сейсмичности планетарным полем напряжений.

Тенденцию роста сейсмогенных напряжений принято объяснять повышенной плотностью разломов вблизи от границ плит [Касахара, 1985]. Это ставит под сомнение положение об обусловленности сейсмических напряжений взаимодействием тектонических плит.

Несоответствие друг другу отмечаемых нами фактов, а также невозможность найти им объяснение в рамках общепринятых представлений по физике землетрясения является принципиальным моментом. Разрешение известных парадоксов в физике Земли в рамках квантовой механики, по мнению В. В. Кузнецова [Кузнецов, 2001], может приблизить нас к пониманию природы самих землетрясений и явлений, имеющих непосредственную с ним взаимосвязь.

Как это подразумевалось, общей для советской геологии моделью, существенные горизонтальные перемещения блоков коры отрицались. Представления того периода о геологии Камчатки отвечали этой концепции [Erlich, Gorshkov, eds., 1979].

- движения связанные с ротационными усилиями, возникающими при вращении Земли и
- горизонтальные усилия, связанные перетеканием подкорового материала в процессе восстановления изостатического равновесия.

Несоответствие всего геолого-геофизического материала основам теории плейт-тектоники с моей точки зрения должно служить стимулом, толкающим к сбору нового фактического материала и развитию новых идей в области геодинамики.

Мне доставляет искреннее удовольствие сослаться на статью Х. К. Шета [Sheth, 1999a], посвященную детальному разбору соответствия геолого-геофизических данных другой общей геотектонической концепции – мантийных суперплюмов. Вторая часть её названия так и звучит: «... fact, fiction, and fallacy» (факт, заблуждение и фантазия).

В то же время внедрение интрузий и пульсы тектонических перестроек имеют четкий эпизодический характер. Продолжительность эпизодов интенсивной магматической активности и тектонических преобразований соответствует разного рода космогоническим постоянным (канон Миланковича, закон Хейла) [Хаин, Ломизе, 1995, Milankovich, 1941, Широков, 2008, Земцов, Третьяков, 1985] и варьирует от десятков лет до нескольких миллионов лет.

Продвижение гипоцентров (с учетом современных представлений о природе сейсмических очагов) Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны, до широты южной оконечности острова Карагинский, в период времени до интервала 1990–1994 год, не означает горизонтального смещения фронтальной границы этой зоны на несколько сот километров. Это – всего лишь показатель смены ориентировки преобладающего направления давления. Изменение ориентировки происходит очень быстро, оно измеряется в масштабе времени и не превышает выбранного интервала осреднения (пять лет).

Отсутствие на участке от полуострова Озерной до широты южной оконечности острова Карагинский очагов землетрясений глубже 50 км не позволяет говорить о наличии здесь надвиговой структуры (рис. III-30, III-31). Сдвиговой характер движений вдоль субвертикально-падающих пластин создает трещинные зоны, способствующие проникновению глубинных флюидов.

Наличие импульсов резкой активизации тектонических движений и интенсивности вулканизма стоит в центре дискуссий связанных с теорией динамики плит. Открытие системы магнитных аномалий, параллельных срединно-океаническим хребтам, привело к идее постоянства скорости

тектонических и магматических процессов в океанах. В период создания канона Штилле данные о геологии дна океанов практически отсутствовали. Установленное позднее относительно равномерное распределение линейных магнитных аномалий на дне океана послужило основой для представлений о равномерности спрединга. Последние исследования установили пульсационный характер формирования офиолитовых формаций и связанных с ними метаморфических пород жадеит-глаукофанового метаморфизма на континентах, которые рассматриваются как аналоги океанических зон базальтоидного вулканизма связанных со срединно-океаническими хребтами [Богданов, Добрецов, 1987] и привели к пересмотру идей о равномерном распределении скорости спрединга океанического дна во времени. Наконец, исследование «черных дымов» поставляющих в океаны материал гидротерм показало неравномерность их активности, резкую интенсификацию накопления связанных с ними осадков в короткие интервалы времени 36-38, 24-25, 17-18, 9-8 и 5 миллионов лет назад [Короновский, 1997]. Это прямо подтвердило пульсационный режим поступления глубинных газов. Аналогичные выводы были сделаны при наблюдении эпизодического характера формирования крупных батолитов [DeSilva, Gosnold, 2007] и пульсах внедрения кимберлитов [Милановский, Мальков, 1980, Erlich and Hausel. 2002].

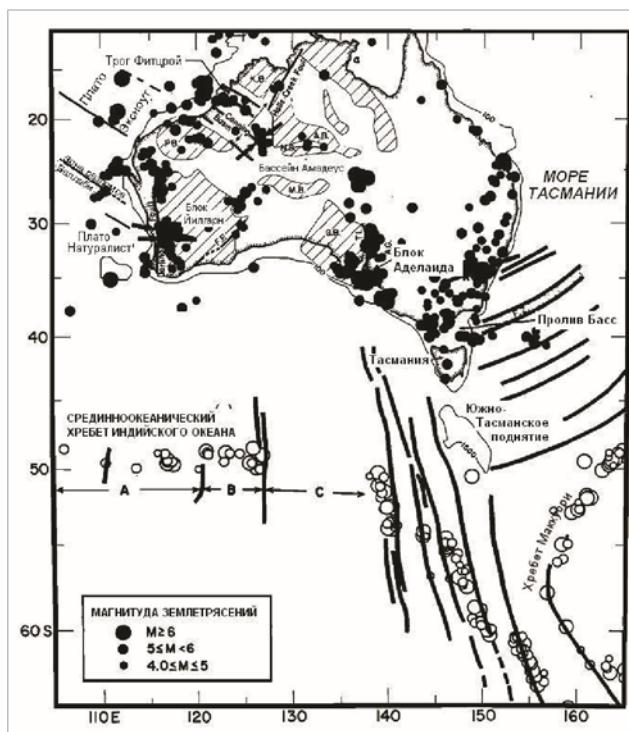


Рис. III-56. Землетрясения в Австралии с 1975 года и восточной части Индийского океана с 1950 по 1966 год [Sykes, 1978]

Существенные добавления к представлениям о причинах внутриплитных землетрясений внес один из основателей тектоники плит Л. Сайкс [Sykes, 1978]. Прежде всего, в этой работе, вышедшей намного раньше статей [Grachev, 1982, Грачев и Мухамедиев, 1995], в которых ссылка на статью Сайкса отсутствует, рассмотрены данные о сейсмичности всех платформ, а не только Восточно-Европейской и Северо-Американской и, главное, в рассмотрение вовлечены данные о магматизме ультраосновного-щелочного состава. Различие выводов в статьях А. Ф. Грачева и Л. Сайкса наглядно иллюстрирует, что дело совсем не в принятой тектонической гипотезе – она одна и та же в обеих группах статей – а самом подходе к анализу материала. Появление внутриплитной сейсмичности Л. Сайкс связывает с развитием в теле плит грабенов (по сути – авлакогенов). Но глубинная тектоническая активность плит так и осталась табуированной темой. Результаты исследования, сейсмичности Австралии и Африки приведены на рисунках III-56, III-57.

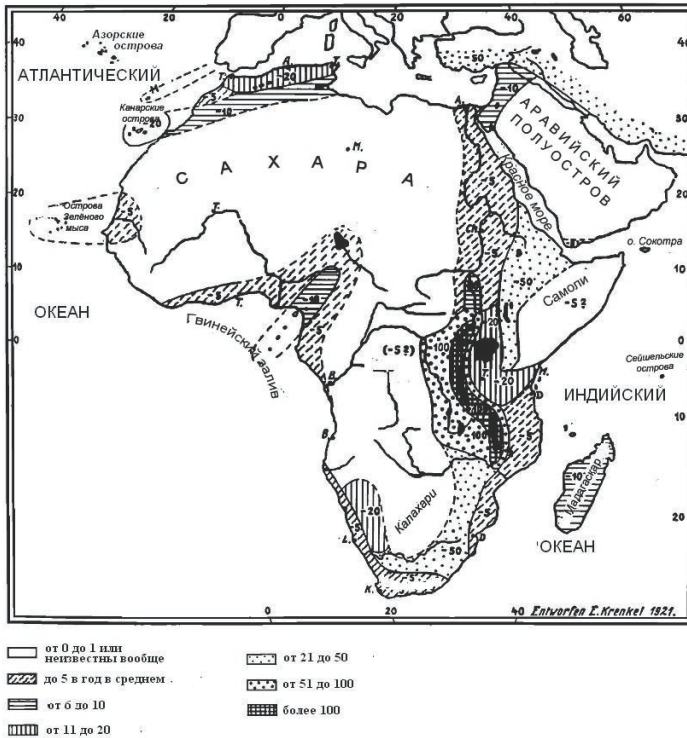


Рис. III-57. Средняя годовичная плотность землетрясений в Африке [Sykes, 1978]

Горизонтальные стрелки указывают направление максимального сжатия определенного по хорошо установленному фокальному механизму землетрясений. Положение кимберлитовых тел вероятно четвертичного возраста обозначены *b*. Древние кратоны испытывавшие последнюю складчатость перед 1 млрд. лет указаны штриховкой. КВ – блок Кимберли; АВ– блок Арунта; МВ– блок Мاستрейв; РВ– блок Пилбара; ГВ– блок Гоулера; АГ – геосинклиналь Аделаида; FF – разлом Фрезьер; TL – линеемент Торренс; NB – бассейн Нгалиа.

Критика тектоники плит увеличивается с каждым годом, и в 2002 году Институт физики Земли выпустил специальный сборник статей [Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы]. Характерен эпиграф к этому сборнику: «Наука кончается там, где кончается дискуссия!» (слова лауреата нобелевской премии академика П.Л.Капицы). В списке авторов крупнейшие специалисты по геологии океанов и сейсмологии: академики Г. Б. Удинцев, Ю. Н. Авсюк, геодезисты В. М. Гордин, И. А. Резанов, и другие. Учитывая крайне малый

тираж сборника и нетерпимую обстановку, сложившуюся в российской геологии, сборник был перепечатан одним из самых популярных российских геологических журналов «Отечественная геология». Значимость этой публикации трудно переоценить. Но, к сожалению, вряд ли одна эта публикация изменит общее положение, существующее в российской науке.

Литература К чАсТИ III

Авдейко Г.П. Типы вулканизма современных зон субдукции: геодинамические условия образования, геохимические характеристики // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. СПб., 2012. Т.1. С. 18-21.

Авдейко Г.П. Палеотектонические условия образования вулканогенно-кремнистых формаций и их место в развитии островных дуг // Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. С. 95-110.

Авдейко Г.П., Цветков А.А., Вольнец О.Н., Антонов Л.Ю. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной гряды // Ю. М. Пущаровский, ред. М.: Наука, 1992. 528 стр.;

Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный Вулканизм. Труды II Всесоюзного вулканологического Совещания. М.: Наука, 1966.

Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968.

Антонов А.Ю. Обзор представлений по главным геодинамическим направлениям современной геологической науки в контексте данных российского реферативного журнала за 2006-2007 гг. (часть вторая) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1, вып.13. С.187-197.

Аплов В.С. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Сов. геология. 1989, № 7. С. 27-36.

Бакуменко И.Т., Шугурова Н.А, Эрлих Э.Н., П о п о в а Н.М. Генезис кварца из пемз вулкана Хангар // Докл. АН СССР. 1970, т. 191, № 3.

Балакина Л.М. Камчатское землетрясение 4.11.1952 г. и его место в сейсмогенных проявлениях Курило-Камчатской зоны // Физика Земли. 1991, № 6, С. 3-19.

Балакина Л.М. О землетрясении 11 марта 2011 г. у северо-восточного побережья Хонсю //Физика Земли. 2011, № 9,. С. 91-102.

Балакина Л.М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1962, № 11.

Балакина Л.М. Сейсмическая катастрофа в Индийском океане 26.12.2004 – в ряду цунамигенных землетрясений в структурах островных дуг // Физика Земли. 2006, № 5. С. 25-46.

Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги. Строение сейсмофокальных зон // М., 1987. С. 198 -209.

Балакина Л.М. Субдукция и механизмы очагов землетрясений. Спорные аспекты тектонических плит и возможные альтернативы // ИФЗ РАН, 2002. С. 120-141.

Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минералогения платформенного магматизма. Траппы, карбонатиты, кимберлиты. Новосибирск: издательство СО РАН, 2008. 37 с.

Белоусов В.И., Эрлих Э.Н. Тепло Земли // <https://sites.google.com/site/geobelousov/geothermia>.

Бетехтин А.Г. Шорджинский перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис хромитового железняка вообще // Сборник «Хромиты СССР». М.: Издательство АН СССР, 1937, т. 1.

Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Синхронность активных геологических процессов на континентах и океанах // Известия АН СССР, сер. геол. 1987, № 11. С. 41-52.

Вакин Е.А. Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальных систем юго-востока Камчатки: автореф. канд. дис. Петропавловск-Камчатский, 1968. 17 с.

Василевский М.М. Зональность и генезис измененных пород и оруденения в Центрально-Камчатской рудной зоне // Тр. лабор. вулканол. 1961, вып. 19. С. 145-164.

Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш. Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 167–174.

Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. 282 с.

В е н и н г - М е и н е ц Ф. А. Пластическое вмячивание земной коры: происхождение геосинклиналией // Земная кора. М.: ИЛ, 1957.

Власов Г.М. Камчатка, Курильские и Командорские острова – звено островных дуг Восточной Азии. Геология СССР, т. XXXI, Камчатка и Курильские острова, Ч. I. Геологическое описание. М., 1964.

Влодавец В.И. Вулканическая деятельность на Земле в историческое время // Современный вулканизм. М., 1966, Т.1. С. 7-17.

Волынец О.Н. Плаггиоклазы с промежуточной оптикой в кислых четвертичных лавах Юго-Восточной Камчатки и их генезис // Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. ИЛ, Наука, 1968. 122 с.

Грачев А.Ф., Мухамедиев Ш.А., Николаев В.А. Геометрические характеристики новейших тектонических движений земной коры Северной Евразии // Российский журнал наук о Земле. Том 2, № 1, Февраль 2000;

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. Изд. МГУ, 2005. 511 с.

Горшков Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология; изд. 3-е. М.: Издательство Московского университета, 1973.

Гребенников А.В. Петрогенезис игнимбриотов Якутинской структуры (Приморье): автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. 2005. 18 с.

Гриб Е.Н., Леонов В.К., Флоренский И.В., Храмов Н.А. Геологические условия термопроявления бассейна р. Жировой (Юго-Восточной Камчатки) // Бюлл. вулканол. станций. 1976, № 52.С. 92-102.

Добрецов Н.Л. Крупнейшее магматическое проявление Азии (259 млн лет) Сибирские и Эменшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика. 2005, т. 46, № 9. С. 870-890.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997, т. 354, № 2. С. 220-223.

Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки (колл. авт.). М.: Наука, 1980. 170 с.

Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины земли. М.-Л.: ОНТИ НКТ СССР, 1936. 591 с.

Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1955, вып. 10.

Захаров В.С., Карпенко А.И., Завьялов С.П. Особенности сейсмических гвондзей в разной геодинамической обстановке // Вестник МГУ, сер.

4, геология, 2013. С. 11-18.

Земцов А.Н., Тронь А.А. Статистический анализ каталогов извержений вулканов мира // дан сср, 1985, № 9. С. 582-585.

Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановск и й А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки // Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Жирнов А.М. Мифы мобилизма и реальная тектоника // Отечественная геология. 2009. № 2. С. 87-94, www.evgenyusev.narod.ru/spb/zhirnov-2011.html.

Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962–65 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970.

Исследования очагов землетрясений. М., Наука. С. 35-38.

Каипов А.Д., Баймуратов М.Н. Муассанит из эффузивно-интрузивных пород Акбастау-Кусмурунского рудного поля //Изв. АН КазССР, сер. геол. 1970, № 3.

Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде // М.: Мир, 1989. 158 стр.

Каттерфельд Г.Н. Лик Земли и его происхождение. М.: Географиздат, 1962.152 с.

Кепежинскас В.В. Ареальный тип кислого континентального вулканизма // Геол. и геофиз. 1971. С. 63-69.

Киссин Н.Г. Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность // Физика Земли. 1996, № 11, № 4. С. 30-40.

Кольская сверхглубокая, 1984.

Коржинский, Д.С. Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами // Записки Всесоюзного Минералогического Общества, часть 103, вып. 2. 1974. С. 173-178.

Короновский Н.В. Гидротермальные образования в океанах // Соросовский образовательный журнал. 1997, № 10. С. 55-62.

Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М: Наука, 1974. 123 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.

Кузнецов Ю. А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969.

Кузнецов В.В. Ударно-волновая модель очага землетрясения // Науки о Земле: Современные проблемы сейсмологии. М.: Вузовская книга, 2001. С. 47-62.

Кузнецов В.В. Физика изначально горячей Земли. Новосибирск: Наука, 2000. 365 с.

Куно Х. Плато базальты // Земная кора и верхняя мантия. М.: Издательство Мир, 1972. С. 424-441;

Курскеев А.К. Физические основы формирования кратковременных вариаций вимпульсном электромагнитном поле // Известия НАН РК. Серия геол. Алматы, 2011, № 6. С.20-35.

Курскеев А.К., Абаканов Т.Д., Серазетдинова Б.З. Землетрясения: Происхождение и прогнозирование // Алматы: Эверо, 2012. 314 с.

Курскеев А.К., Жданович А.Р. Современные структурно-вещественные преобразования в литосфере как основа формирования очагов землетрясений // Изв. НАН РК., сер. геол. 2010, № 5. С. 59-69.

Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтоидных лавах). М.: Недра, 1979. 200 с.

Ларин В. Н. Наша Земля. М.: Агар, 2005. 248 с.

Леонов В.Л. Разрывные нарушения Паужетской вулcano-тектонической структуры // Вулканология и сейсмология. 1981, № 1. С. 24-36.

Леонова Л.Л., Удальцова Н.И., Иванов Б.В. Редкие щелочные и радиоактивные элементы в породах Карымского вулкана // Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Ли Сы-гуан Вихревые структуры Северо-Западного Китая. М.: Госуд. научно-техн. изд. литературы по геологии и охране недр., 1958. 132 с.

Литовченко И.Н. О типах очагов землетрясений, их модели и формирование. 2015 // technic.itizdat.ru/preview.php?MODE...1...

Личков Б.Л., 1965 // Научная библиотека диссертаций и авторефератов disserCat <http://www.dissercat.com/content/osobennosti-stroeniyaplanetarnoi-lineamentnoi-seti#ixzz2yIqZLK8576>, № 52, с. 92-102.

Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М.: Наука, 1964.

Маракушев, А.А., И.А. Тарарин О глубинности формирования гранитоидов // XXII сессия МГК. Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. Доклады советских геологов, М.:Наука, 1964.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг севера Тихого океана //Труды ГИН АН СССР, вып. 268, М.: Наука,1975. 232 с.

Мартьянов Н.Е. Размышления о пульсациях Земли. Красноярск: КНИИГиМС, 2003. 272с.

Мартьянов Н.Е. Энергия Земли // Западно-Сибирское книжное издательство. Новосибирск, 1968. 85 с.

Медведев А.Я. Пермо-триасовый вулканизма северо-азиатского кратона (Западно-сибирская плита и Тунгусская синеклиза). Геология, петрология и геодинамика: диссертация на соискание научной степени доктора геол.-мин. наук.СибГЕОХИ, Иркутск, 2004. 306 с.

Мелекесцев И.В., 1973, Типы и возраст действующих вулканов Курило-Камчатской зоны // Бюл. вулканол. станций 49, 1973. С. 17-24.

Милановский Е.Е., Мальков Б.А. Кимберлитовый вулканизм и глобальная пульсация Земли //Докл. АН СССР. 1980, № 5. С. 1205-1207.

Михалев Ю.М. Кризис новой глобальной тектоники // Отечественная геология. 2005, № 2. С. 81-82.

Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. 182 с.

Набоко С.И., ред. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974. 170 с.

Наумов Л.Т., Поспелов Г.Л. Характер гидродинамической системы Паратунского гидротермального поля и её подобие рудообразующим системам эндогенно-экзогенного типа // Проблемы физики, процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1976. С.195-208.

Нехорошев В.П, ред. Геологический словарь. М.,Недра,1973, т.1.

Одинцов М.М., 1957, Основные черты геологии Сибирской алмазоносной провинции // Известия Вост. Филиала АН СССР, 1957, № 1.

Осика Д. Г., Черкашин В.И. Флюидодинамика и сейсмичность. Махачкала: ИГ ДНЦ, 2004. 176 с.

Павленкова Н.И. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика. 2006, №5. С. 630-645.

Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и тектоника плит // Геодинамические исследования. 1989, № 13. С. 36-45.

Панфилов В.С. Гидрогеотермальные явления в генезисе сейсмичности // Физика Земли. 1994, № 2. С. 79-87.

Пуарье Ж.-П., 1988, Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988, 288 с.

Раутиан Т.Г. Сейсмоактивность и очаги землетрясений. Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. М.: Наука, 1991. С. 82-91.

Соболев, В.С. Коэситовые (кварцевые) эклогиты как источник мантийных магм, богатых кремнеземом // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 7-12.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С. Включения коэсита, граната и омфацита в якутских алмазах – первая находка парагенезиса коэсита // ДАН СССР. 1976, 230, № 6.

Стовас М.В. К проблеме образования планетарных глубинных разломов // Докл. АН СССР, 1963, т. 135, № 2.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд. ЛГУ, 1964, 550 с.

Сурков В.С., Трофимук А.А., Жиро О. Г., 1982, Триасовая рифтовая система Западно-сибирской плиты и её влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного чехла //Геология и геофизика. 1982, № 8. С. 3-15.

Тараканов Р. З., Левый Н.В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным //Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 3.

Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника. Издание МГУ, 2003.

Токарев П.И., С.А. Федотов А.А. Годзиковская, Зобин В.М., 1970, Землетрясения Камчатки и Командорских островов в 1967 г. В сб. «Землетрясения в СССР в 1967 г.». Наука;

Токарев П.И., Федотов С.А., Зобин В.М., Кондратенко А.М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов в 1969 г. // Землетрясения в СССР в 1969 г. М.: Наука, 1970а.

Токарев П.И., Федотов С.А., Багдасарова А.М., Бобков М.Ф. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1965 г. // Землетрясения в СССР в 1965 г. М.: Наука, 1968.

Токарев П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. Физика Земли. 1970, № 3. С. 15-30.

Токарев П.И. О глубинной фокальной поверхности и связи землетрясений с рельефом в Курило-Камчатской зоне //Бюлл. Вулканологической станции. 959, № 27.

Уайт Д.Е., Уоринг Г.А. Вулканические эманации // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 9-48.

Уэрзел Дж. Строение окраин континентов и развитие океанических желобов // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.

Фаворская М.А. О некоторых особенностях тектонической активизации в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Проблемы вулканизма. Матер. ко II Всесоюз. вулканолог, совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964.

Фаворская М.А., Волчанская И.К., Ф р и х-Х а р Д.И. и др. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., Наука, 1965.

Федотов С.А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., Зобин В.М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1968 г. // Землетрясения в СССР в 1968 г. М.: Наука, 1970.

Федотов С.А., Токарев П.И., Бобков М.Ф., Кузин И.П. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1964 г. // Землетрясения в СССР в 1964 г. М.: Наука, 1967.

Фисунов Знания древних // Jhoots. 2009, глава 7.1.Субдукция или как океанические плиты оказываются под континентальными.

Фролов В.Т. Наука геология: философский анализ. М.: Издательство МГУ, 2004. 128 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г Геотектоника с основами геодинамики: учебник для студентов геологических специальностей вузов. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Шарапов В.Н., Симбирев И.Б., Васильева А.И., Третьяков Г.А. и др., 1979, Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки // АН СССР СО, Труды Института Геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1979, вып. 421. 149 с.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1966.

Широков В.А. Влияние общепланетарных космических факторов на возникновение сильных вулканических извержений Земли и проблема их

долгосрочного прогноза. 2008 // http://www.kscnet.ru/ivs/publication/volc_day/2008/art36.pdf.

Штейнберг Г.С. Строение земной коры южной части Камчатки и структурно-тектоническая позиция четвертичных вулканов // ДАН. 1966, т. 166. № 2. С.440-443.

Эрлих Э.Н. Геодинамика и магматизм платформ. 2016 // <https://sites.google.com/site/vulkaniceskaageologia/home/ocerki-ostrovnyh-dug>.

Эрлих Э.Н. Очерки геологии и геодинамики островных дуг. 2012 // <https://sites.google.com/site/vulkaniceskaageologia/home/ocerkiostrvnyh-dug>

Эрлих Э.Н. Генетическая модель образования кальдеры Узон. 2009 // <http://sites.google.com/site/geyzeruzon/kaldera-uzona/geneticheskayamodel>

Эрлих Э.Н. Кислый вулканизм, рост гранитного слоя коры, гидротермальный процесс, и рудообразование. 2009a // <https://sites.google.com/site/erlihedvardtrudy/home/kislyj-vulkanizm-rost-granitnogo-sloazemli-gidrotermalnyj-process-i-rudoobrazovanie>

Эрлих Э.Н., 1973, Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск.: Наука, 1973. 244 с.

Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца // Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973. С. 4-39.

Abe K. Magnitude, seismic moment and apparent stress for major deep earthquakes // *Phys. Earth*. 1982, v. 30, #4. P. 321-330.

Anderson D.L. A Theory of Earth: Hutton and Humpty-Dumpty and Holmes // *Geol. Soc. London Hutton Conf. Spec. Publ.* 1999.

Avdeiko G.P. Evolution of geosynclines in Kamchatka // *Pacific Geology*, 1971, v. 3. P. 1-14.

Bailey D.K. Mantle metasomatism – continuing chemical change within the Earth // *Nature*. 1982, 296 525-530;

Belousov V.I., Belousova I.V. Heat transfer in hydrothermal-magmatic systems PROCEEDINGS, 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 22-24, 2016 SGP-TR-209.

Blanpied M.L., Lockner D.A., Byerly J.D. An earthquake mechanism based of rapid sealing of faults // *Nature*. 1992, v. 358. P. 574-576.

Boyd F.R., England J.L. and Davies B.T.C. Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite // *Jour. Geoph. Res.*. 1964, vol. 69.

Bemmelen R.W. van Geology of Indonesia. 1949, vol. 1-3.

Cawthorn R. G., 2002, Platinum-Group Element Deposits in the Bushveld Complex, South Africa // Cawthorn R. G., Merkle R.K., Viljoen M. J. The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of PlatinumGroup Elements; ed. L. J. Cabri. Ottawa; Ontario: Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special, 2002, vol. 54. P. 389-429.

Chatterjee S., Guven N., Yoshinobu A., Donofrio R. Shiva Structure: a possible KT boundary impact crater on the western shelf of India. Museum of Texas Tech University Special Publications. 50, 39 p. // Journ. of Geophys. Research. 2006, vol. 94, no. B6. P. 7685-7729, June 10,

Clifford T.N. Tectono-magmatic units and metallogenic provinces in Africa // Earth and Planetary Science Lett. 1966, 1:321-436.

Cloos M. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs. Spreading ridges, seamounts // Geol. Soc. America Bull. 193, 105. P. 715-737.

Decker R.W., 1987, Dynamics of Hawaiian volcanoes: an overview// Chapter 42, Volcanism in Hawaii, 997-1118pp

DeSilva Sh. L., Gosnold W.D. Episodic construction of batholiths: Insights from spatiotemporal development of ignimbrite // Journal of volcanology and Geothermal Research. 2007, v. 167. P. 320-335.

Erlich E.N. The geodynamics of the north-eastern Siberian platform and the regularities of kimberlite distribution in space and time // Transactions of the Geological society of S. Africa. 1985, vol.88. P. 2, pp.395-401.

Erlich E.I. Geology of the calderas in Kamchatka and Kurile Islands in comparison with same structures of Japan and the Aleutians, Alaska // USGS OpenFile Report. 1984, 86291:300 p.

Erlich E., Tolstov A.V. The Tomtor ultramafic-alkaline ring pluton: geology, petrology, and ore formation. 2013 // <https://sites.google.com/site/vulkaniceskaageologia/home/mestorozdenia-i-istoria>.

Erlich E.I., Hausel W. Dan Diamond deposits. Origin, exploration and History of discovery // SMI, Littleton, CO, 2002. 374 p.

Erlich E.N. and Gorshkov G.S., eds., 1979, Quaternary volcanism and tectonics in Kamchatka // Bulletin Volcanologique. 1979, vol. 42, issues 1-4. 298 p.

Facts about the New Madrid seismic zone // [http:// dnr.mo.gov/geology/geosrv/geores/techbulletin1.htm](http://dnr.mo.gov/geology/geosrv/geores/techbulletin1.htm)

Jakes A.L., Creaser R.A., Ferguson I. and Smith C.B. 1985, A review of the alkaline rocks in Australia // Transactions of the Geological society of S. Africa. 1985, vol.88. P. 2, pp.311-334.

Grachev A.F. Intraplate geodynamics and seismicity // Earthquake Prediction Research. 1982, v.1. P. 87-106.

Johnson C.M. Large-Scale Crust Formation and Lithosphere Modification Beneath Middle to Late Cenozoic Calderas and Volcanic Fields, Western North America // J. Geoph. Res. 1991, vol. 96, NO. B8. Pp. 13, 485-13,507, July 30.

Hattori I. Late Mesozoic to Recent Tectogenesis and its bearing on the Metamorphism in New Zealand and in Japan // Geol. Surv. of Japan, rep. 1968, № 229.

Healy J. Volcanic mechanisms in the Taupo Volcanic Zone. // N. Z. Jour. Geol.

Geoph. 1964, vol. 7, No 1.

Hodgson C.J., 1962, The geology and geological development of the Broken Hill lode, in the New Broken Hill Consolidated mine, Australia: Part II. Mineralogy // Geological Society Australia Journal. 1962, v. 22. P. 33-50.

Katsui Y. Evolution and magmatic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan // Journal Faculty Science Hokkaido University. 1963, ser. IV, vol. XI, № 4, Sapporo, Japan.

Knopf A. Time required to emplace Boulder batholith // American Journ. Sci. 1964, vol. 262, no. 10. P. 1207-1211.

Lander A.V., Shapiro M.N. The origin of the Modern Kamchatka Subduction zone // Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. Volcanism and subduction, The Kamchatka region. Geophysical Monograph 172, AGU, Washington, D. C., 2009. P. 57-65.

Lee C.K., Kerr S.D. , 1984, Midcontinent rift, a frontier oil province // Oil and Gas Journal. 1984, Aug. 13. P. 144-150.

Lipman P.W., 1984, The roots of ash flow calderas in western North America: Windows into the tops of granitic batholiths // Geophys. Res.. 1984, 89. P. 8801-8841.

Lipman, P.W., Doe B.R., Hedge C.E., Steven T.A. Petrologic evolution of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado: Pb and Sr isotope evidence // Geol. Soc. Am. Bull. 1978, 89. P. 59-82

Minato M., Gorai M., Hunahashi M., eds. The Geological development of the Japanese Islands // Tsukiji/Shokan, Tokyo, Japan, Ohta, Tokyo, 1965. 442 p.

Milankovich M. Kanon der Erdbestrlung und seine Auwendung auf des Enzein problem // Acad. Roy. Serbe, Ed. Sp. t. CXXXI, sec. De Sci. Math. et Nat. 1941. 634 p. (in German).

Moody J.D., Hill M.J. Wrench fault tectonics // Geol. Soc. America Bull. 1956, 64. P. 1207-1246.

Matsumoto T. Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the upper mantle // Upper Mantle Symp. (New Delhi, 1964), J. U. G. S., 1965. P. 112-126.

Miyashiro A. Aspects of metamorphism in the Circum-Pacific region // Tectonophysics. 1967, 4. P. 4-6.

Neal C.R., Nixon P.H. Spinel-garnet relationships in mantle xenoliths from the Malaita alnöites, Solomon Islands, south-western Pacific // Transactions of the Geological Society of South Africa, 1985, vol. 88, part 2. P. 347-354.

Parker D. F., Ghosh A., Price C.W., Rinard B.D., Cullers R.L., Ren M. Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the Oligocene conejos Mountains, Colorado USA // Journal Volc. Geothermal Research. 2005, 139:185-210.

Pitcairn I. K, Teagle D.A.H., Craw D., Olivo G.R., Kerrich R. Brewer T.S. Sources of Metals and Fluids in Orogenic Gold Deposits: Insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand // Econ. Geology, 2006, v. 105. P.1525-1546.

Price R.C., Gamble J.A., Smith I.E.M., Stewart R.B., Eggins S., Wright I.C. An integrated model for the temporal evolution of andesites and rhyolites and crustal development in New Zealand's North Island // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2005, 140. P. 1-24.

Quiring H. Über das Problem der Krusten- und Gebirgbuilding. Die Verlangensamung der Achederhung der Erde in Laufe der geologischen Zeiten als Ursache tectonischer Bewegungen // Geol. Rundschau. 1921, Bd. II, Hft.5/6 (in German).

Reid H.F. The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission, Vol.2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C., 1910 (see especially pages 16-28).

Ringwood A.E. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. London, New York and Sydney (McGraw-Hill), 1975, xviii+618 pp.

Saunders A.D., Storey M., Kent R.W., Norry M.J. Consequences of plume-lithosphere interactions // Storey B.C., Alabaster T., Punkhurst R.J. (eds.) Magmatism and the Causes of Continental Break-up // Geol. Soc. London spec. Publ. 1992. 68. P. 41-60.

Sato M., Sutton A.J., McGee K.A., Russell-Robinson S. Hydrogen monitoring along San Andreas and Calaveras faults in Central California in 1980-1984 // *Journal geoph. Research*. 1986, 91, iss. B12. P. 12315-12326.

Smyth J.R., Hatton C.J. A coesite-sanidine grosspydite from the RobertsVictor kimberlite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977, 34. N 2. P. 284-290.

Sonder R. *Mechanik der Erde*. Stuttgart. 1956. 482 p.

Shen Shu-zong, Crowley J. L. et al. Calibrating the End-Permian Mass extinction // *Science*. 2011, vol. 334, #6061. P. 1367-1372.

Sheth H.C. Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction, and fallacy // *Tectonophysics*. 1999Ю v. 311, No. 1-4. P. 1-29.

Sheth H.C., Torres-Alvarado I.S., Verma S.P. Beyond subduction and plumes: unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican volcanic belt // *International Geol. Review*. 2000, t. 42, # 12. P. 1116-1132;

Smith, E.R. Affective and cognitive implications of group membership becoming part of the self: New models of prejudice and of the self- concept // Abrams D. & Hogg M. (eds.) *Social identity and social cognition*. Oxford: Blackwell Publishers, 1999. P. 183-196.

Sykes L.A. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting faults of weakness, alkaline magmatism and other tectonism postdating continental fragmentation // *J. Geoph. Res.* 1978, v. 16,. P. 621-687.

Tomkins A.G. and Mavrogenes J. A. Generation of metal-rich felsic magmas during crustal anataxis // *Geology*. 2003, 31;765-768.

Truesdell A.N., White D.E., 1973, Production of superheated steam from vapor dominated geothermal reservoirs // *Geothermics*. 1973, v. 2, N 3, 4. P. 154-173.

Wellman H.W. *Geology of New Zealand* // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 1944, 45:232 p.

Wenou Zhang, Fuchen Ma, Jiazeng Shen A note on the mechanism of subduction // *Tectonophysics* 1985, 112, P. 129-136.

White R. and MCKenzie Dan *Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts* // *Journal of Geophysical Research*. 1989, vol. 94, no. B6. P. 7685-7729. www.mountainadventure.ru Xsu Sh. A. J. Okay, Shouyoung Y., Senor A.M., Wen S., Yean L., and Lali J. 1992, Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and the implication for tectonic setting // *Science*. 1992, 256:80-92.

Zobin V. M. Focal Mechanism of Shallow and Intermediate Earthquakes in Kamchatka-Commandor region, and Heterogeneity of the Active Seismic Zone // Erlich and Gorshkov, eds., 1979. P. 43-48.

благодарность

Главной сложностью работы над текстом этой книги было отсутствие возможности вести дискуссию по основным проблемам с коллегами. Явление это, увы, обычное в России усугубилось тем, что я работал и жил в США. Между тем, речь шла не о проблемах, связанных с использованием первичного материала, а о возможности сформулировать основные определения типа «что такое кратонизация», или «когда кратонизация наступает в пределах авлакогенов», и, учитывая языковой барьер, затрудненности дискуссии с американскими коллегами. Другие группы проблем относятся к использованию компьютерных программ. Также возникали многочисленные трудности, связанные с возможностью своевременного получения нужной литературы.

С учетом этого не будет преувеличением сказать, что работа не могла быть выполнена без постоянной бескорыстной дружеской помощи большой группы людей. Л. Я. Харитонов и Т. Н. Соловьева оказали неоценимую помощь в оперативном получении необходимых литературных материалов.

Безвременная смерть моего брата Ромы лишила меня единственной надежды приобрести профессионального редактора текста книги.

Ю. А. Филиппов и мистер Майк Покстис (Michael Paukstis) были незаменимы в переводе файлов из формата Word в формат .pdf и обратно. Мистер Стив Сатли (Stephen J. Sutley) постоянно помогал в решении многочисленных технических проблем.

Особо значительную роль для моей работы играло постоянное общение с Володей (Владимиром Ивановичем) Белоусовым, который дал мне возможность оперативной публикации готовых материалов на сайте, который он специально для меня открыл и постоянно помогал в оформлении размещаемых материалов.. Это была его идея разместить мои старые работы в интернете. Благодаря этому они получили вторую жизнь, и он первым поздравил меня с размещением на сайте Института вулканологии и сейсмологии статьи «De rerum natura и большая теория», написанной совместно с Ю. Д. Кузьминым. Начатое по инициативе В. И. Белоусова сотрудничество с Ю. Д. Кузьминым дало мне возможность впервые обратиться к вопросу о природе сейсмофокальных зон.

Совместная работа с В. И. Белоусовым особенно значительна, поскольку в момент прихода на пост директора Института вулканологии

С. А. Федотова мы с Володей оказались «по разную сторону баррикад». Я, подгоняемый С. А. Федотовым, ушел из Института, а Володя был назначен на пост зам. директора. Он (Володя) что называется «получил свое» – его фактически выжили из института те, кого он поставил на административные посты, и сейчас они числят его в штате, только чтобы быть соавторами его тезисов и работ. Я пишу это без его ведома и надеюсь, эти строки не испортят его отношений с коллегами.

Книга посвящена моей дорогой жене Розе – без её постоянной требовательной помощи я бы НИКОГДА не выдержал этой работы. Более того, она взяла на себя непосильный труд выверки литературы и стилистической редакции целой серии глав.

Бесценной общей чертой всей этой помощи был её оперативный характер. Всякий раз, посылая какой-нибудь запрос о необходимости помощи, я знал, что получу немедленный ответ о возможности её выполнения и что она будет выполнена при первой же возможности. И это всё при полном бескорыстии. Да и что я мог предложить этим благородным людям!

Бескорыстная и постоянная помощь всех этих людей дала мне возможность сосредоточиться на идейной основе проблематики структуры и магматизма платформ. Как уже говорилось в разделе «Почему платформы» я осмелился взяться за эту тематику пройдя школу геологической съемки на платформах и опыт работы в тектонически-активной области активного вулканизма (Камчатка).



ЭРЛИХ ЭДУАРД НАТАНОВИЧ

Родился 8 декабря 1934 года в Ленинграде. Окончил Ленинградский горный институт в 1952 году.

Кандидат геолого-минералогических наук (с 1962 года).

Проводил геологическую съемку масштаба 1:500000 в Срединном хребте Камчатки (5-е геологическое управление) и 1:200000 в Корякском нагорье и алмазоносных районах Якутии (Институт геологии Арктики). Участвовал в восхождении на вулкан Ичинский, в ходе которого была открыта мощная фумарола, обнаружил один из самых больших в мире массивов ультраосновных-щелочных пород Томтор, ядро которого образует крупнейшее в мире карбонатитовое тело. В 1962-1973 годах старший научный сотрудник в Институте вулканологии СО АН СССР. В 1974-1976 годах главный геолог на поисковых работах на редкие земли и редкие металлы на массиве Томтор. По результатам этих работ была проведена разведка и утверждены запасы, подтвердившие наличие на участке Буранный богатейшего в мире месторождения в корях выветривания карбонатитов. Автор более 150 печатных работ, включая 5 монографий, опубликованных в России, Южной Африке, США, Японии, Франции, Германии. Участник многих общесоюзных и международных конференций и симпозиумов. В 1983 году эмигрировал в США и работал по грантам NSF и контрактам с U.S. Geological survey и Smithsonian Institution. Работал также консультантом горнорудных компаний по поискам золота и алмазов на Аляске, в штатах Калифорния и Арканзас, США, и в штате Сонора, Мексика. В период 200-2016 опубликовал серию работ по общим вопросам геологических наук, воплощая девиз геологов «Mente et Malleo» («Умом и молотком»). Гражданин США.