

**ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КУПОЛА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРИ. СТАТЬЯ 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ КУПОЛОВ**

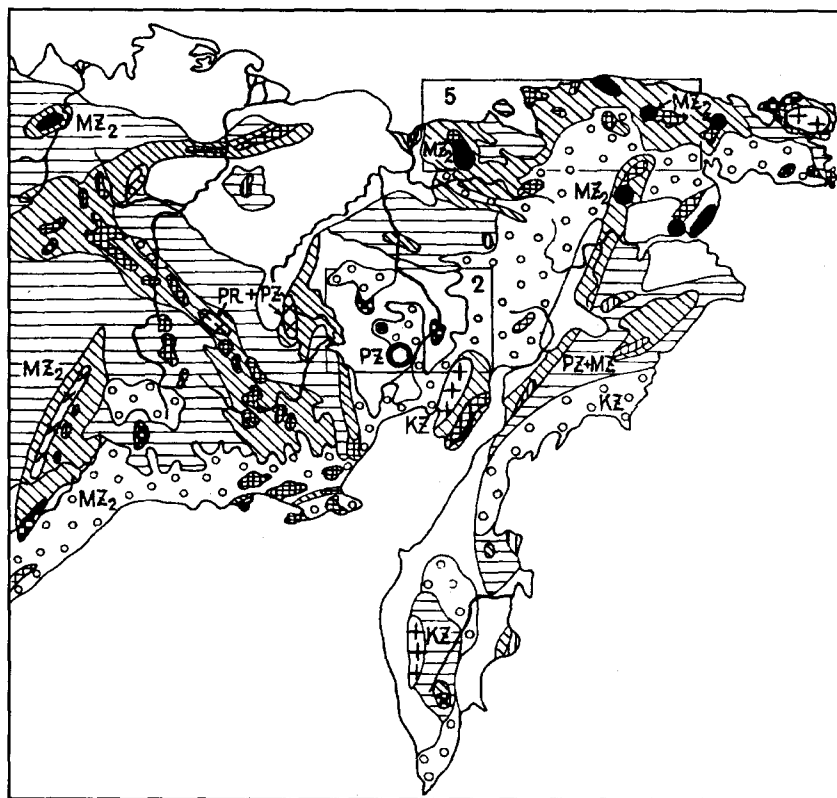
**М.Л.Гельман**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН 685000, Магадан, Портовая, 16*

Описывается плутонизм, вулканизм, метасоматоз и история формирования фанерозойских гранитно-метаморфических куполов на Северо-Востоке Сибири. Палеозойские купола сходны с типичными для Северного полушария. Мезозойские купола специфичны и характерны лишь для притихоокеанского региона.

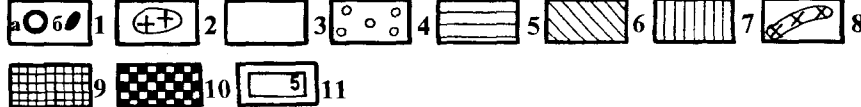
Гранитно-метаморфические купола фанерозойского возраста на Северо-Востоке Сибири были выявлены в пятидесятых - шестидесятых годах при геологическом картировании как положительные геологические структуры, где фанерозойские гранитоиды с признаками принадлежности к относительно глубинному уровню образования зонально окаймляются более или менее широкими ореолами сланцеватых метаморфических пород, мигматитами и фельдшпатизированными породами. Эти метамор-

фические породы относятся к амфиболитовой фации и очень похожи на докембрийские, но, как выяснилось, возраст протолитов фанерозойский. Метаморфическая зональность, размещение плутонических тел, залегание поверхностей сланцеватости, определяя внутреннее строение куполов Северо-Востока Сибири, показывают их подобие гнейсовым куполам, как докембрийским, описанным в фундаменте щитов, так и фанерозойским - в



*Рис. 1. Положение фанерозойских гранитно-метаморфических куполов в метаморфических поясах Северо-Востока Сибири.*

1 - палеозойские (а) и позднемезозойские (б) гранитно-метаморфические купола; 2 - купола с длительной палеозойской и мезозойской историей; 3 - метаморфизованные отложения; 4 - пропелитизированные вулканогенные образования (MZ<sub>2</sub> - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс); 5 - пренил-пумпеллитовая фация; 6 - зеленые сланцы; 7 - голубые и зеленые сланцы; 8 - зоны амфиболитовой фации; 9 - гранитоидные массивы; 10 - дорифейские кристаллические породы гранулитовой и амфиболитовой фации; 11 - площади, показанные на рисунках 2 и 5, и номер рисунка. Возраст метаморфических поясов и гранитоидов: PR+PZ - протерозой и палеозой нерасчлененные, PZ - палеозой, PZ+MZ - палеозой и мезозой нерасчлененные, MZ<sub>2</sub> - поздний мезозой, KZ - кайнозой.



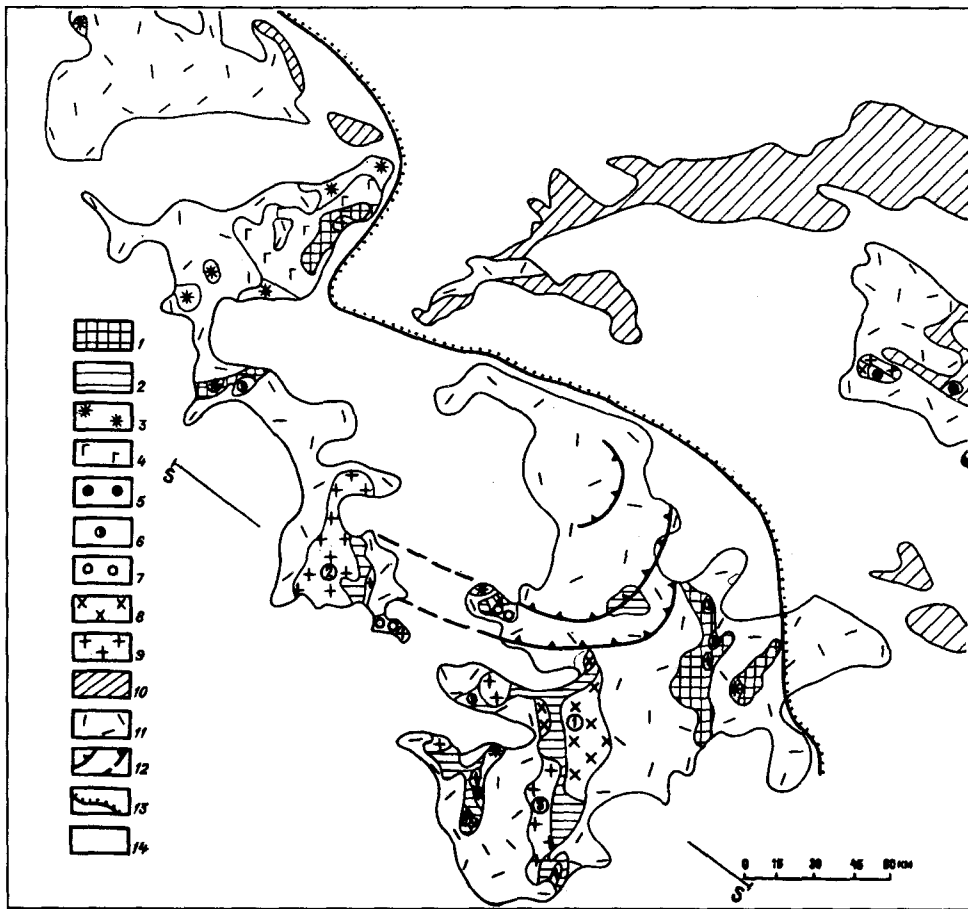


Рис.2. Геологическое положение палеозойских гранитно-метаморфических куполов на Омолонском массиве (на основе Геологической карты..., 1985; с использованием работ Жулановой, 1990; Левина, 1991; Мерзлякова, 1982; Орадовской, 1974; Симакова, 1974; Терехова и др., 1984; Шевченко, 1973; 1975; 1978; 1979; 1984; 1988; 1991; Шлетного, 1975).

1-2 - архейский фундамент массива: 1 - без проявления или с ограниченным проявлением мигматизации (с обособленными телами архейских гранитоидов среди основных метаморфических пород), 2 - испытавший объемную мигматизацию в раннем протерозое; 3 - 7 - нижний ярус чехла массива: 3 - 4 - рифей, венд, кембрий, в карбонатно-терригенной (3) и в вулканогенной фации -толеитовые базальты, а также сложенные ультрамафит-мафитовые интрузии (4); 5 - 7 - нижний и средний ордовик, 5 - непрерывные мощные карбонатные отложения, 6 - то же, пониженной мощности, с конгломератами, 7 - прерывистые и непрерывные, терригенно -карбонатные отложения сокращенной мощности, конгломераты; 8 - 9 - раннепалеозойские плутоны, существенно сиенитовые (8) и существенно гранитоидные (9), под номерами в кружках крупные выходы в ядрах куполов: 1 - Анмандыканский, 2 - Коаргычанский, 3 - Абкитский; 10 - 11 - средний структурный ярус чехла массива, девон - нижний карбон: 10 - карбонатно-терригенные, местами в подчиненном количестве также вулканогенные отложения, 11 - существенно вулканогенные образования и субвулканические тела (кедонская серия); 12 - фрагменты разломного обрамления Верхнекедонской вулcano-тектонической депрессии; 13 - предельная граница морских трансгрессий в девоне и раннем карбоне; 14 - верхний структурный ярус чехла массива, верхний палеозой, мезозой и кайнозой (интрузивные породы позднепалеозойского и мезозойского возраста в контурах более древних образований не показаны). S - S - положение разрезов и палеоразрезов, см. рис.3.

различных складчатых поясах, в частности, в Тихоокеанском (Иксон, 1991; Салоп, 1971; Сейферт, 1990; Metamorphism..., 1988). На Северо-Востоке Сибири эти структуры свойственны складчатым системам и срединным массивам с дорифейской земной корой континентального типа и принадлежат провинциям гранитоидного магматизма (рис.1). С исторической точки зрения среди них различаются:

а) палеозойские, б) позднемезозойские и в) купола с длительной палеозойско-мезозойской историей.

### ПАЛЕЗОЙСКИЕ КУПОЛА

Палеозойские гнейсовые купола представляют собой особенность строения Кедонского блока Омолонского срединного массива (рис.2). Ниже, по-видимому, впервые в общем виде дается трактовка

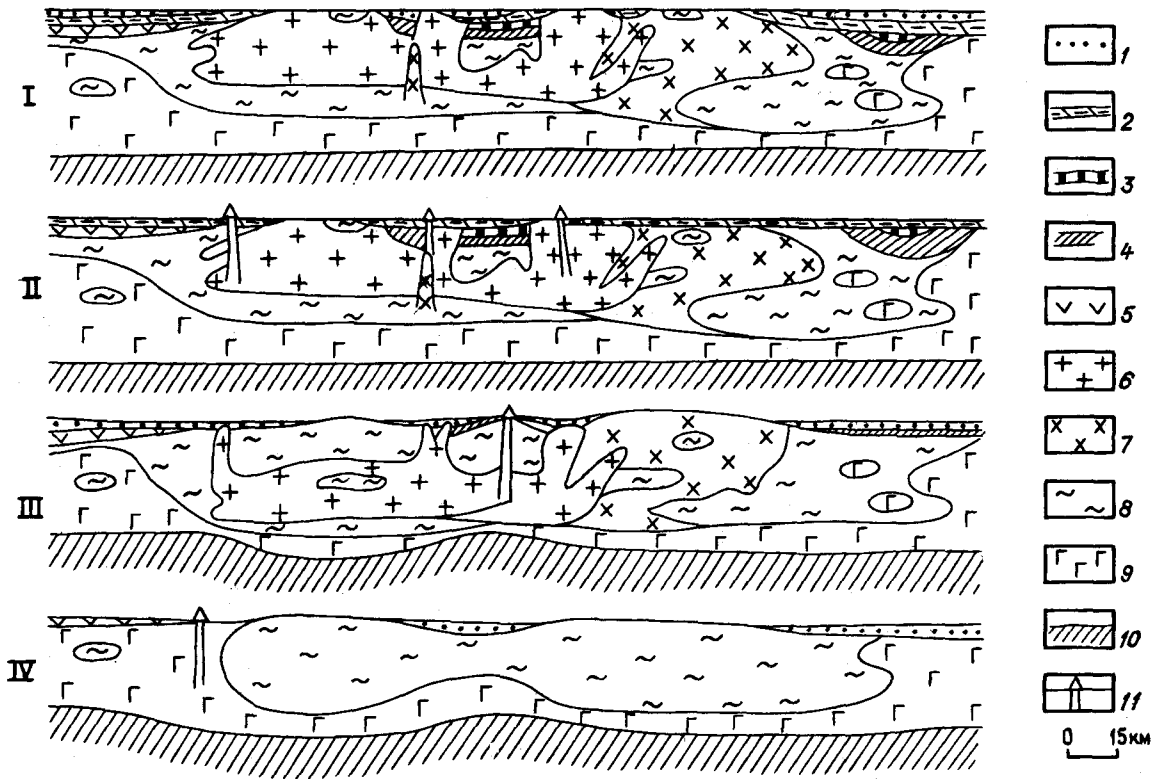


Рис.3. Развитие куполов на Омолонском массиве.

I-Схематический геологический разрез (S-S на рис.2), по Геологической карте..., 1985; с использованием работ Ващилова, 1977]; II-IV - палеоразрезы: II - девон, III - середина ордовика, IV - конец рифея, венд, кембрий. 1 - послесреднепалеозойские отложения на разрезе и синхронные осадки на палеоразрезах; 2 - среднепалеозойские вулканиты; 3 - ордовикские породы; 4 - 5 - рифей-венд-кембрийские породы: 4 - осадочные, 5 - вулканические; 6 - 7 - раннепалеозойские plutонические породы (и магматические камеры); 6 - гранитные, 7 - сиенитовые; 8 - мигматизированные породы архейского кристаллического комплекса; 9 - основные гранулиты и амфиболиты; 10 - поверхность М и верхняя мантия; 11 - вулканы.

его геологии, что стало возможным благодаря тщательным полевым и лабораторным исследованиям многих стратиграфов, петрологов, геохронологов и мастеров геологического картирования. Это А.П.Биркис, И.П.Васецкий, М.Х.Гагиев, Б.М.Гусаров, И.А.Давыдов, И.Л.Жуланова, Б.С.Левин, В.М.Мерзляков, А.П.Милов, М.М.Орадовская, В.П.Показаньев, К.В.Симаков, И.М.Сперанская, М.И.Терехов, В.И.Ткаченко, А.П.Фадеев, В.М.Шевченко, В.А.Шишкин, А.П.Шпетный, В.С.Шульгина. Мне довелось участвовать в камеральных петрографических исследованиях и консультировать работы. Излагаемые ниже общие представления об истории формирования палеозойских куполов перекликаются с заключением В.М.Шевченко об активизации докембрийского фундамента Омолонского срединного массива в раннем палеозое и, в частности, о росте Абкитского купола в том процессе (Шевченко,

1979,1984,1991), с концепцией преобразования кристаллической коры мезозой Северо-Востока, предложенной И.Л.Жулановой (1987,1990).

В ретроспективе (рис.3) история куполообразования может быть прослежена до рубежа около 2 млрд. лет, когда в результате мигматизации архейских основных гранулитов и анортозитов местами возникла кислая континентальная кора. В Кедонском блоке образовался Верхнеомолонский полиметаморфический комплекс (Жуланова,1990). Именно в его теле в дальнейшем выросли купола. В позднем протерозое, венде и в кембрии относительное поднятие Кедонского блока выразилось в сокращении мощности соответствующих отложений, в их трансгрессивном и регрессивном залегании (Терехов и др.,1984). Тогда же Кедонский блок становится источником сноса для аркозовых песчаников, накапливавшихся в соседнем Рассошинском блоке. Примечательно, что эти

песчаники в составе единых стратиграфических подразделений сочетаются с ферробазальтами, высокожелезистыми трахибазальтами, исландитами, щелочными базальтами. В вулканических полях обнаружены также расслоенные мафит-ультрамафитовые (пикритоидные), кое-где с монцититами и гранофирами, интрузии (Лычагин, 1979, 1987; Шевченко, 1978): Основные интрузии размещаются и среди осадочных рифейских - кембрийских отложений близ границы Рассошинского и Кедонского блоков. Но в Кедонском блоке ни позднекембрийских, ни кембрийских мафитов нет ни в вулканической, ни в интрузивной форме.

Граница раннего и среднего ордовика в ареале гранитно-метаморфических куполов обозначилась стратиграфическим несогласием (Ораровская, 1974; Симаков, Шевченко, 1974 (б); Шевченко, 1988). Здесь, в средней части этого ареала, к северу от Абкитского раннепалеозойского плутона (см. рис.2), средний ордовик со стратиграфическим перерывом перекрывает нижний. В мощном базальном конгломерате до 70% валунов и гальки составляют сиениты и кварцевые сиениты. Здесь же порфиновые разности кварцевых сиенитов образуют небольшие тела, рассекающие отложения нижнего ордовика (Симаков, Шевченко, 1974(а); Шевченко, 1988). Западнее, в том же ареале, близ Коаргычанского массива, мощность обоих отделов ордовика тоже сокращена, но перерыва нет, а между нижнеордовикскими доломитами и известняками и среднеордовикскими конгломератами находятся своеобразные алевритистые и обломочные известняки. Это, очевидно, отложения, коррелятные с топографическим поднятием над растущими куполами. Из этого же интервала описаны специфические слюдяно-глинистые сланцы. Не исключено, что это диагенизированные пирокластические отложения. По новейшим данным В.С.Шульгиной, В.И.Ткаченко, О.Я.Гаген-Торн в Рассошинском, возможно, и в Кедонском блоке выделяется толща вулканитов (высокоглиноземистые андезибазальты, трахибазальты, андезиты и трахиандезиты), которая несогласно налегает на кембрий и ордовик и характеризуется изохронным Rb-Sr возрастом 505 млн лет при первичном отношении изотопов стронция 0,7067 (определения В.И.Виноградова в ГИН РАН). Это определение отвечает границе кембрия и ордовика, но его погрешность - 41 млн лет - вместе с геологическими данными допускают предположение, о возможном проявлении вулканизма на границе раннего и среднего ордовика, сопровождающего начало формирования плутонов.

Осадочные комплексы нижнего и среднего ордовика в выходах, удаленных от гранитнометаморфических куполов, отличаются большей мощностью,

преобладанием карбонатных пород, постепенным выклиниванием конгломератовых накоплений. Верхний ордовик на Омолонском массиве не известен, что объясняется общей регрессией моря (Орадовская, 1974).

В интервале времени от раннего ордовика до среднего девона в ядрах куполов сформировались мезозональные - с краевыми гнейсами - плутоны: гранитоидные Абкитский (площадь выхода 850 кв.км) и Коаргычанский (500 кв.км), сиенитовый Анмандыканский (310 кв. км) и более мелкие. Они размещены по преимуществу в раме из кристаллического раннего докембрия, очень редки их активные контакты с рифейскими отложениями. Подобные же породы, но с порфириформной структурой, слагают небольшие гипабиссальные плутоны и интродуцируют рифей и ордовик (Симаков, Шевченко, 1975; Терехов и др., 1984; Фадеев, Шпетный, 1978; Шевченко, 1975; Шпетный, 1975). Дорифейские гнейсы и мигматиты, вмещающие плутоны мезозонального уровня, испытали дополнительную фельдшпатизацию (Фадеев, Шпетный, 1978; Шевченко, 1967; 1984). То же дорифейские, но послемигматитовые интрузивные габброиды, слагающие жильные тела, рассланцованы и обнаруживают признаки метаморфизма амфиболитовой фации (Шевченко, 1991). Рифейские отложения около сиенитовых интрузий фенитизированы, а около гранитных, как и ордовикские, ороговикованы и (или) скарнированы (Фадеев, Шпетный, 1978).

Элементы гранитной тектоники Абкитского массива обрисовывают его внутреннюю структуру, соответствующую купольному строению вмещающих архейских образований (Шевченко, 1973). Относительно повышенное давление при образовании абкитских гранитоидов сказывалось на составе роговой обманки (Шевченко, 1975): по геобарометру Г.Б.Ферштатера (1990) оно соответствует 3 - 4 кбар. Уже после кристаллизации плутона, наследуя структуру гранитно-метаморфического купола, на его субстрате образуется милонитовый купол (Шевченко, 1979).

Среди лейкократовых гранитов Коаргычанского плутона, преобладающих в его составе, замечательны разности с необычной структурой, которую можно было бы назвать апогранулитовой. Кварц в них, как в кислых гранулитах, находится в виде линзовидных пластинчатых выделений, но эти пластинки изогнуты и общая параллельная гнейсоватость гранулитов нарушена вследствие пластичной деформации. В свете этого, а также с учетом геологических свидетельств о поднятии Кедонского блока, во всяком случае с самого начала палеозоя, кажется реальным полученный для

Анмандыканского массива (лаборатория СВКНИИ ДВО РАН, личное сообщение И.А.Давыдова) раннекембрийский ( $537 \pm 27$  млн лет, первичное отношение изотопов стронция  $0,7062 \pm 0,0003$ ) Rb-Sr изохронный возраст сиенитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, гранитов, несмотря на их интрузивные контакты с ордовиком. По-видимому, ремобилизация докембрийских кислых гранулитов предшествует собственно интрузивным и вулканическим фазам.

В.И.Виноградов определил также Rb-Sr изохронный возраст гранитоидов Абкитского массива - 420 млн лет, первичное изотопное отношение  $0,7047$  (неопубликованные материалы В.С.Шульгиной и ее сотрудников). И хотя лабораторные погрешности невелики (14 млн лет для даты и  $0,0001$  для отношения изотопов), В.И.Виноградов, обсуждая результаты, показал, что желательны дополнительные исследования образцов, содержащих больше Rb и более строго отвечающих единому геологическому событию.

Гранитоидные и сиенитовые плутоны формировались в основном в нижней и средней коре и, по-видимому, более или менее одновременно. В.М.Шевченко (1975, 1988) аргументирует более древний возраст сиенитовых пород, что согласуется, между прочим, с приведенными рубидий-стронциевыми датами. Возражая ей, А.П.Шпетный (1975) напоминает о дайках нордмаркита в Коаргычанском гранитном плутоне. Тесное сочетание миаскитовых нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и нордмаркитов с гранитами - это частое свойство палеозойского магматизма на срединных массивах (Магматические формации..., 1979). Плутонизм, по-видимому, развивался под влиянием особенно высокощелочного, существенно калиевого и галоидного флюида, с возможной в этих условиях несмесимостью расплавов, соответствующих гранитному и нефелинсиенитовому температурным минимумам (Зырянов, Волчкова, 1986). Механизм ликвации в качестве петрогенетического процесса привлекал также П.П.Лычагин (1987), но для того, чтобы объяснить контрастность калиевых и натриевых риолитов в составе кедонской серии, образовавшейся уже в среднем палеозое.

Относящиеся к девону - раннему карбону кислые, средние и основные вулканы повышенной, обычно калиевой, щелочности (кедонская серия) налегают на эродированные мезозональные плутоны, на гнейсы и кристаллические сланцы их обрамления, на постгранитные милониты и ультрамилониты Абкитского купола. Гипабисальные интрузии гранитов и граносиенитов кедонского возраста очень многочисленны, они прорывают и раннепалео-

зойские плутоны, располагаясь преимущественно в их краевых частях. Купола, таким образом, становятся центрами среднедевонского вулканизма. Среднепалеозойский вулканизм проявился в ареале, охватывающем Омолонский массив почти полностью, но мощность и разнообразие вулканических накоплений, по-видимому, наибольшие в Кедонском блоке (Лычагин и др., 1987; Симаков, Шевченко, 1974а, Терехов и др., 1984).

В Кедонском блоке с гранитно-метаморфическими куполами сопряжена крупная вулкано-тектоническая структура проседания - Верхнекедонская депрессия (Мерзляков и др., 1982). Она выполнена слойстыми толщами игнибритов и кислых туфов, которые ближе к купольным структурам, за дугowymi разломами, ограничивающими депрессию, сменяются трахиандезитами и трахитами, местами и трахибазальтами. Этим как бы подчеркивается преемственность среднепалеозойского магматизма от раннепалеозойского, когда были образованы, в частности, сиенитовые плутоны. И в целом, повышенная (часто благодаря калию) щелочность свойственна и ранне- и среднепалеозойским изверженным породам.

Ареал гранитно-метаморфических куполов выделяется в поле силы тяжести отрицательными аномалиями. Обработка данных гравиметрии даст Ю.Я.Вашилову (1977) основание считать, что земная кора здесь в верхней части сложена породами среднего и кислого состава (плотность  $2,71$ ), глубже - среднего, а в нижней - основными в смеси со средними (плотность  $2,86$ ). В Верхнекедонской депрессии верхняя часть коры средняя ( $2,81$ ), а нижняя - основная.

В Рассошинском блоке, где проявился позднепротерозойский-кембрийский пикрит-базальтовый вулканизм, верхняя часть коры базитовая ( $2,92$ ), а нижняя характеризуется базит-гипербазитовым составом ( $3,02$ ), т.е., как в Тунгусской синеклизе с трапповым вулканизмом (Гафаров, Прозоров, 1978), здесь нет "гранитного" слоя.

В том виде, как они предстают на геологической карте, пространственно-временные соотношения полукольца гранитно-метаморфических куполов и Верхнекедонской вулкано-тектонической депрессии, представленной лишь своим юго-восточным замыканием, подобны (с точностью до масштаба) соотношению мезозойских куполов североамериканских штатов Вашингтон, Айдахо, Невада с мезо-кайнозойскими вулканическими образованиями плато Снейк-Ривер (Сейферт, 1990).

Среднепалеозойский поствулканический гидротермальный метаморфизм кедонских вулканических обнаруживает температурную зональность относительно раннепалеозойских

плутонов, более древних, чем метаморфизованные вулканиты. Наряду с петрохимическим сходством ранне- и среднепалеозойских образований, с наблюдавшимися секущими контактами с кедонской серией субвулканических гранитов, размещенных в теле раннепалеозойского плутона, но не отделенных от него при картировании, эта гидротермальная и рудная зональность нередко служит основанием полностью или частично отрицать существование раннепалеозойских плутонов на Омолонском массиве (Лычагин и др., 1987; Показаньев и др., 1980; Усачев, 1982). Однако подобная особенность региональной пропилитизации давно отмечена при геолого-петрографическом изучении мелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Гельман и др., 1964). Описана (Criss, Taylor, 1983) такого же рода изотопногеохимическая зональность постгранитных рудных образований относительно батолита

Айдахо. Во всех этих случаях купол продолжает оставаться центром повышенного теплового потока и после образования плутона и вулканических извержений.

Послераннекарбонное (поствулканическое) поднятие куполов хорошо выражено в периклинальном залегании вокруг них кедонских вулканитов. Поднятие длится до перми. Пермские осадочные породы залегают несогласно, трансгрессивно, не обнаруживая какой-либо зависимости от геологической структуры раннего и среднего палеозоя, от расположения куполов (Геологическая..., 1985; Симаков, Шевченко, 1975; Шпетный, 1975).

Раннепалеозойские плутоны, особенно сложенные преимущественно кварцевыми монцититами - гранитами, своим геологическим положением и обликом напоминают протерозойские граниты на щитах Сибирского кратона. Первые исследователи

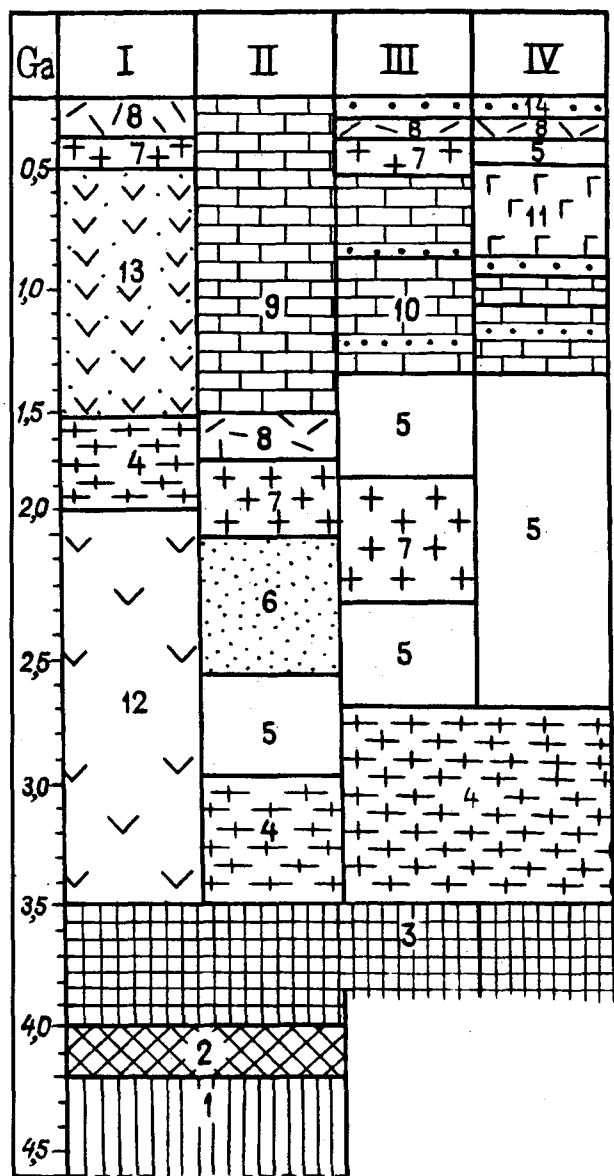


Рис.4. История становления континентальной коры Омолонского массива в сравнении со структурами южной Сибири (по Лейтесу и Федоровскому, 1978).

Блоки с разной историей: I - II - юг Сибири, I - с поздним оформлением континентальной коры в непосредственном обрамлении протоконтинентальных массивов, II - с ранним оформлением континентальной коры; III - IV - Омолонский массив; III - Кедонский блок, IV - Рассошинский блок. 1 - догеологическое развитие; 2 - расщепление планетного вещества на мантию и внешние оболочки; 3 - формирование супракrustальной осадочно-вулканогенной оболочки базит-гипербазитовой первичной земной коры с преобладанием основных вулканитов; 4 - становление протометаморфического слоя, формирование габбро-гранитных серий; 5 - выветривание; 6 - накопление терригенных формаций и олистостромы в зоне протоконтинентального подножия; 7 - региональный метаморфизм и объемная мигматизация протометаморфического слоя, образование глубинных гранитоидных и сиенитовых плутонов; 8 - формирование вулканоплутонической ассоциации и терригенной поздней молассы; 9 - накопление карбонатных и терригенных формаций чехла Сибирской платформы; 10 - накопление нижнего яруса чехла Омолонского массива, в терригенных и карбонатных фациях; 11 - то же, базальтовый вулканизм и расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии; 12 - 13 - накопление в океаническом обрамлении протоконтинентальных массивов: существенно вулканогенных, базальтоидных (12) и осадочно-вулканогенных (13) формаций; 14 - накопление верхнего яруса чехла Омолонского массива.

Омолонского массива и считали их прямыми аналогами, приписывали им один и тот же возраст (Снятков Б.А., Снятков Л.А., 1958). И действительно, эти породы занимают в целом одинаковое положение в последовательном преобразовании архейской кристаллической коры. Однако возраст их различен, и может быть этим определяется кардинальное различие последующей геологической истории Сибирской платформы и складчатого пояса.

Сравним историю преобразования земной коры Омолонского массива с тем, как подобную историю представляют А.М.Лейтес и В.С.Федоровский (1978) для структур юга Сибири и Дальнего Востока (рис.4). Формирование комплексов основных гранулитов, возможно, вместе с анортозитовыми породами (Гельман, Терехов, 1973; Жуланова, 1990), предполагаемое В.М.Шевченко (1991) образование в их раме расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий и одновременное начальное преобразование этих комплексов в тоналитовые ("серые") гнейсы, в средние и кислые кристаллические сланцы, их чарнокитизация (Жуланова, 1990) - все это в архейской истории Омолонского массива соответствует образованию первичной земной коры и последующему ее преобразованию в протометаморфический слой в протоконтинентальных массивах юга Сибири. Мы не знаем на Омолонском массиве аналогов так называемых комплексов переходной стадии (нет супракрупных образований раннепротерозойского возраста), но мигматизация, датируемая приблизительно 2 млрд лет, полностью соответствует образованию гранитно-метаморфического слоя, т.е. становлению первой зрелой континентальной коры на юге Сибири.

Накопление карбонатных и терригенных осадков в рифее, венде и кембрии отвечает началу формирования чехла на Сибирской платформе. Однако на юге Сибири этому предшествуют раннерифейский вулканизм и плутонизм. На Омолонском массиве подобные явления, и в их числе образование мезозональных плутонов в ядрах куполов и последующий вулканизм, относятся к раннему и среднему палеозою. В этом кедонский блок подобен уже не протоконтинентальным массивам Сибири, а примыкающим к ним океаническим структурам Байкальской складчатой области. Примечательно, что не содержащий гранитно-гнейсовых куполов Рассошинский блок с его базальтовым вулканизмом в рифее-кембрии и с существенно более плотной земной корой, чем в Кедонском блоке (Ващилов, 1977), всей своей историей более похож на окраинную океаническую зону по А.М.Лейтесу и В.С.Федоровскому (1978).

Таким образом, геологическая история протоконтинентальных блоков в составе платформ и складчатых поясов, начинавшаяся одинаково, приобретала разные тенденции в глобального масштаба переломные моменты процесса распада Пангеи I (Хаин, Сеславинский, 1994). Такие же отличия истории фундамента срединных массивов в складчатых областях и прилежащих платформ намечаются в Монголии, в центральной и западной Европе: при сходстве докембрийских метаморфических комплексов первые аллохотонные граниты в срединных массивах появляются только в начале палеозоя либо в самом конце рифея - начале палеозоя, а в фундаменте платформ они более древние (Литвиновский и др., 1992, Лутц, 1986, Макарычев, 1993, Юргенсон, 1993). В целом последовательность магматизма и метаморфизма на Омолонском массиве очень напоминает западноевропейские примеры позднедокембрийских - палеозойских гранитных серий Г.Г.Рида (Рид, 1957, Read, 1949).

#### ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КУПОЛА

Позднемезозойские гранитно-метаморфические купола в Чукотской складчатой системе, специально изучавшиеся автором (1961) вместе с О.С.Березнер, О.Г.Кузиной и М.П.Крутоус (1980), а также, преимущественно с геологических позиций, Н.М.Саморуковым, Г.М.Сосуновым и А.С.Острой, образовались во внутрикратонической части мезозойд Северо-Востока Сибири. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс трассирует ограничения блоков с дорифейской континентальной корой (Белый и др., 1989, Гельман, 1972; Тектоника..., 1980) и купола, расположенные к югу и востоку от него, возникли на самом краю древнего континента (см. рис. 1).

В Чукотской складчатой системе купола составляют ряды, представляя собой поднятия, обычно осложненные на крыльях крутыми разломами, в которых из-под мощных триасовых песчаников, алевролитов, глинистых пород обнажается палеозойский карбонатно-терригенный комплекс основания чукотских мезозойд (Геология СССР, 1970). Нижнетриасовые и палеозойские отложения пронизаны силами габбродиабазов и диабазов раннетриасового возраста. Простирающиеся глубинных складок - косо секущее по отношению к простиранию триасовых толщ. Самое западное Алярмаутское поднятие (рис.5) образовалось посередине поздне триасового прогиба (зона накопления карнийского флиша, норийский глубокий шельф, по (Бычков, 1994)), ориентировано меридионально и лучше согласуется с западным ограничением Раучуанского прогиба выполненного

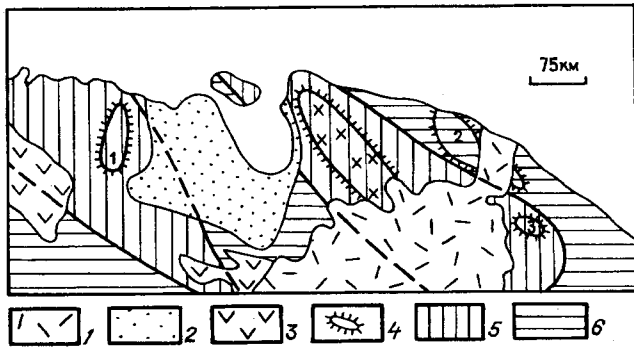


Рис.5. Геологическое положение позднемезозойских гранитно-метаморфических куполов в чукотских мезозоидах.

1 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 - 3 - позднемезозойские впадины: 2 - с существенно терригенным, 3 - с существенно вулканогенным выполнением; 4 - системы гранитно-метаморфических куполов (крестиком помечены не вскрытые из-под триасовых отложений): 1 - Алярмаутский купол, 2 - Велиткеный вал, 3 - Коквуньский купол; 5 - 6 - познетриасовый бассейн, (по Бычкову, 1994): глубокий (5) и мелкий (6) шельф.

волжскими и главным образом неокотовыми отложениями, которые несогласно перекрывают триас.

В центральной части Чукотской складчатой системы Велиткеный и Коквуньский поднятия находятся в зоне познетриасового мелкого шельфа. Еще одно поднятие, где, однако, палеозойские отложения не вскрыты эрозией, прослежено при использовании геофизических данных от восточной границы Раучанского прогиба на восточном берегу Чаунской губы до осевой части триасового прогиба в районе пос. Майский. Здесь над этим не вскрытым ядром располагаются малые дочерние купола, сложенные сланцеватыми и катаклазированными раннетриасовыми породами, испытавшими глубокие метасоматические преобразования и метаморфизм, но не региональный, а такой, как у сланцеватых роговиков. Эти дочерние купола конформно обрамляют вулканотектоническую депрессию мелового возраста.

В центральной части куполов залегание метаосадочных горных пород, метадиабазов, а также меловых гранитоидных тел, составляющих ядро купола, пологое. На крыльях куполов более выразительны мелкие складчатые формы, характерны зоны смятия. Структуры будинажа и сопряженные явления течения вещества определяют ядро как область пластичных деформаций при пологом положении сланцеватости. Граница областей пластической и хрупкой дислокации проходит довольно высоко, в пределах триасового

комплекса отложений. Из-за различия механических свойств габбродиабазов и терригенных отложений эта граница не выражается в виде единой поверхности, а как бы размыта по вертикали. Так, например, в районе пос. Алискерово выразительно представлены силы диабазов, залегающие в виде очень крупных (сотни метров) пологих будин среди пластично смятых нижнетриасовых метаалевролитов и хлорит-серицитовых сланцев. В районе пос. Билибино тела габбродиабазов расколоты и резко отделены от осадочных пород крутыми разломами (Гельман, 1963).

Над мало эродированными зонами куполов осадочные породы триаса, залегая полого, обнаруживают признаки сильного сдавливания в перпендикулярном к слоистости направлении. Это выразительно сказывается, например, в десятикратном сжатии раковин *Monotis ochotica* в познетриасовых ракушечниках (коллекции и оценка Ю.М. Бычкова).

Плутонические породы залегают в виде крупных и мелких пологих тел, в общем согласных с вмещающими породами. Залежи более низкого положения сложены средними и умеренно кислыми породами, а более высокого - более молодыми гранитами. Метаморфическая зональность в общем случае выражается в последовательной смене (от ядра купола) метаморфических пород гранат-амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, а затем - зеленосланцевой фации (Гельман, 1961). Собственно роговики на контакте интрузивных залежей отсутствуют. В Велиткеный и Коквуньский куполах пологие тела плутонических пород облекаются гранит-мигматитами и кварцевыми монзонит-мигматитами. Метаморфические породы в этих куполах фельдшпатизированы в широком ореоле, достигающем подошвы мощного (около 400 м) силла диабазы, залегающего на границе палеозоя и мезозоя. В ядре Алярмаутского купола гранитизация проявлена скромнее, и мигматитовые поля невелики. Здесь они расположены вне непосредственного контакта с плутоническими породами.

В комплексе триасовых отложений над куполами прослежены зоны порфиробластовых андалузитовых сланцев, малого размера дочерние купольные структуры, образованные метаморфическими и метасоматическими породами сланцеватой текстуры, но с минеральными парагенезисами, свойственными контактовым ореолам гранитных интрузивов. Пожалуй, только альмандиновый гранат, частый здесь, в обычных роговиках встречается реже.

На севере Яно-Колымской складчатой системы выявлен интересный пример морфологически



цельного купола, образовавшегося на наиболее высоком уровне (как в стратиграфическом смысле, так и с точки зрения оценки давления по минеральным парагенезисам). Это Куларский батолит в междуречье Яны и Омоля. Бiotитовые граниты позднеюрского-раннемелового возраста составляют несколько выступов, которые идеально конформно облекаются пермскими и триасовыми глинистыми сланцами с тонкими слоями песчаника (Снятков Б.А., Снятков Л.А., 1964). Метаморфическое обрамление - узкие зоны андалузит-кварц-полевошпатовых роговиков, во внутренней зоне гранатсодержащих; их хорошо проявленная сланцеватая текстура, однако, специфична для купольных структур. В.А.Трунилина (1972) описала зональное метасоматическое преобразование глинистых сланцев на стадии их прогрессивного метаморфизма в кристаллические сланцы с составом, близким к гранитному. Однако мигматитов на этом уровне уже нет.

Как мы видели, в раннемезозойской истории Чукотской складчатой системы еще нет признаков подготовки к росту куполов. Начало формирования куполов, по-видимому, соответствует возрасту наиболее древних отложений в позднеюрских-раннемеловых прогибах. Это оксфорд и кимеридж (Полуботко и др., 1977).

В Раучуанском прогибе с литологической точки зрения примечательны оксфорд-кимериджские кварц-плагиоклазовые песчаники с редкими микроклином и гранатом. Здесь есть такие же накопления берриас-валанжинского возраста, от оксфорд-кимериджских они отделяются волжскими полимиктовыми песчаниками, песчаниками и алевrolитами с обильными вулканогенными литокластами. Вероятно, и в кварц-полевошпатовых песчаниках обломочный, бипирамидального габитуса кварц, зональный плагиоклаз, а также аксессуарные гранат и щелочной полевой шпат - это минералы пирокластического происхождения. Оксфорд-кимериджский эксплозивный вулканизм был связан с начавшимся формированием куполов.

Гранитоиды, размещенные в их ядрах, хотя и проявляют особенности структуры, но за исключением некоторых специфических разностей такие же, как те, что прорывают валанжинские отложения и перекрыты альбскими. Альбские вулканические толщи, которые входят в состав Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, с конгломератом в основании налегают на размытую поверхность Великенайского купола. Замечательно, что петрохимически среднемеловые вулканы и раннемеловые гранитоиды подобны (Гельман, Белый, 1963), но отличаются первичным стронциевым отношением, более низким у

вулкаников (Милов, 1988). При этом структура вулканогенного пояса обычно автономна по отношению к гранитно-метаморфическому куполу. Очевидно, образование этого пояса, знаменующее кардинальное событие в геологической истории северо-восточной Азии в самом конце раннего мела (Белый и др., 1989), означает и прекращение роста куполов.

Таким образом, все время позднемезозойского куполообразования ограничивается рамками интервала от оксфорда до альба. Это заключение вполне согласуется с имеющимися результатами калий-аргонового и изохронного рубидий-стронциевого датирования, которые для большинства гранитоидов, более древних, чем Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, находятся в интервале 159 - 135 млн лет (Милов, 1988).

Позднемезозойские купольные структуры на окраине континента, в Тайгоносско-Танюерской складчатой системе, расположены на разломах. Золотогорский и Танюерский купола - в рифтовых структурах, проникающих внутрь кратона. Возможно таково же положение Аллах-Юнской метаморфической зоны.

Купола на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос, на п-ове Старицкого и некоторые другие находятся на разломах вдоль Тайгоносской островной дуги, которая развивалась на границе древнего континента от позднего палеозоя до готеривского века (Белый и др., 1989). В первом приближении мы видим здесь, скорее, очень протяженные зоны смятия. На их окраинноконтинентальное положение первым в литературе обратил внимание Р.Б. Умитбаев (1977), который при этом считал, что это выходы древних зон Беньофа. При более детальном рассмотрении оказывается, что проявления наиболее сильного метаморфизма примыкают к сложным гранитоидным телам, в которых изверженные породы самых ранних фаз формирования обнаруживают характерные черты мезозональных плутонов. Выявляются реликты куполов, отчасти уничтоженных при последующих фазах интрузивного магматизма гипабиссального и субвулканического характера.

Купола размещаются в мезозойских островодужных комплексах, в них преобразуются и гипабиссальные плутонические породы, относящиеся к этим комплексам, местами, возможно, и породы их древнего основания. Интервал времени, к которому относится формирование куполов, здесь, как и в Чукотской системе, оценивается в пределах от конца юры до альба, до начала формирования вулканогенного пояса. Более отчетливо выражены предметаморфические проявления вулканизма. Куполообразование на краю континента - это в

принципе такое же геологическое явление, как и во внутрикратонической обстановке. Особенностью представляются мафиты и ультрамафиты. Таких пород практически нет во внутрикратонических куполах Чукотской складчатой системы (можно назвать лишь лампрофиры и меладиориты), здесь же они очень характерны и в вулканической, и в плутонической фации. Главная масса основных пород образовалась до проявления регионального метаморфизма, но в Золотом хребте, например, обнаружены и постметаморфические габбро и пироксениты.

Кроме того, соответственно различию петрографических провинций (Гельман, 1972), гранитоиды более натровые в куполах Тайгоносско-Танюерской складчатой системы (Некрасов, 1975) и более калиевые - Чукотской. Явления гранитизации в них относятся к разным ее типам по В.А. Жарикову (1987), различающимся по роли основного магматизма. Однако в целом позднемезозойское куполообразование как геологическое явление оказывается удивительно индифферентным по отношению к основному магматизму, к изменчивости состава трансмагматических флюидов, определяющей петрохимический тип гранитоидов. Гранито-метаморфические купола - типично коровые структуры.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ КУПОЛОВ. КУПОЛА ДЛИТЕЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

Палеозойские и позднемезозойские гранитно-метаморфические купола и их история в основном подобны. Но между ними есть и глубокое геологическое различие: длительность палеозойского куполообразования более 250 млн лет, а позднемезозойского - всего около 30 млн лет. Интересно, что длительность формирования позднепротерозойских - раннепалеозойских куполов в Кокчетавской глыбе (северный Казахстан) по оценке Ф.А. Летникова (1975) превосходит 400 млн лет. Палеозойское куполообразование, по-видимому, относится к глобальному процессу разделения платформ и подвижных поясов, как этот процесс проходил в Северном полушарии (Хаин, Сеславинский, 1994). Позднемезозойское куполообразование тоже отражает глобальное усиление тектонической активности (Хаин, Сеславинский, 1994), но, по-видимому, это специфически тихоокеанское явление.

Позднемезозойские метаморфические купола Северо-Востока Сибири во многом, в том числе по краткости развития, схожи с меловыми и меловыми-палеогеновыми на Аляске и в Кордильерах. Отметим, например, что весь комплекс явлений при образовании купола Киглуайк (п-ов Сьюард, Аляска)

-от первых признаков глубинного высокотемпературного метаморфизма и анатексиса в утолщенной земной коре, образования плутонических пород в ядре купола и зонального метаморфизма амфиболитовой фации вокруг них до подъема купола, общего остывания и начала эрозии включительно - укладывается в интервал от 110 - 105 до 82 млн лет. Этот вывод Дж. Амато, Дж. Райта, Ф. Ганса и Э. Миллер (1994) основывается на подробном уран-свинцовом датировании цирконов из изверженных пород и мигматитов, монацитов - из метаморфических, на аргон-аргоновом датировании амфиболов и биотитов, на независимой оценке скорости адиабатического подъема плутона и окаймляющих его гнейсов, т.е. получен совсем иным методом, чем наше, в основном геологическое заключение. Результаты, однако, очень близки.

Рассмотрим, как меняются соотношения главных эпизодов в истории образования куполов и заключительного вулканизма. Среднепалеозойский вулканизм на Омолонском массиве не только наследует петрохимические черты синметаморфического плутонизма, но и связан геоструктурно с куполами, к началу вулканизма испытавшими уже поднятие и размыв. В позднемезозойской истории посткупольный вулканизм вследствие того, в частности, что картина латеральной петрографической зональности остается устойчивой в течение всей второй половины мезозоя, также показывает петрохимическое сходство с предшествующим плутонизмом. Но структурная его связь с доальбским куполообразованием почти утрачена. Еще меньше оснований искать структурную связь с куполами последующего в кайнозое (преимущественно в миоцене) рифтообразования (Песков, Мигович, 1980) в охотоморской акватории, на северном побережье Охотского моря, в верховьях р.Анадырь и на Чукотском п-ове. Но все же участки относительного поднятия в области рифтогенеза сложены обычно гранитами. И ядра деформированных куполов обнаруживают еще тенденцию к поднятию в кайнозое. В Кордильерах Северной Америки, напротив, позднемезозойское куполообразование длится и в начале кайнозоя, и этот процесс более тесно переплетается с началом рифтообразования; в связи с этим обсуждается причинная роль тектоники растяжения по отношению к росту кордильерских куполов (Сейферт, 1990; Metamorphism..., 1988). При дальнейшем исследовании этих интересных явлений надо учитывать, что структура куполов коровая, а природа рифтообразования - более глубинная и суперпозиция соответствующих процессов может быть различной.

В свете наметившихся различий кажутся очень интересными купола с длительной палеозойско-

мезозойской историей. На Северо-Востоке Сибири - это Восточно-Чукотский (Кооленский) и Тайгоносский; вероятно, им подобна и структура Срединного хребта Камчатки. Имея в виду как будто бы закономерное нахождение палеозойских деформированных гранитоидов в ядре мезозойских гнейсовых куполов Восточного Забайкалья (Комаров и др., 1989; Сеница, 1975; Скляр и др., 1994), можно предположить, что и это аналоги куполов длительного развития. На Северо-Востоке Сибири такие купола выделяются большими размерами (в плане - порядка 100 км), большой площадью выхода докембрийских кристаллических пород в ядре.

Структурно они различны. Ядро Восточно-Чукотского купола по периферии обрамляется зонами смятия палеозойских пород с крутым, по видимому, падением. Тайгоносский купол - после дискуссий о роли и масштабах обнаруженных надвигов - представляется грибообразной (или с формой опрокинутого конуса) структурой с корнем и с центростремительными надвигами по периферии. С надвигами и с возможными также крутопадающими разломами связаны зоны смятия, в том числе очень крупная Инчикская (Жуланова, 1990). Выжимание этого купола сопряжено с мантвийной эрозией нижней части коры, и Тайгоносский блок архейских пород выделяется среди всех прочих блоков докембрия на Северо-Востоке Сибири тем, что расположен в крупной положительной аномалии поля силы тяжести (Вашилов, 1977). Это явление должно быть связано с окраинным положением Тайгоносского купола в древнем континентальном блоке. В Восточно-Чукотском и Тайгоносском куполах различны также состав и структурная позиция плутонов и вулканитов.

Против того, что, казалось бы, можно ожидать, в этих крупнейших структурах мы не наблюдаем случайного сочетания (наложения) позднемезозойского куполообразования на палеозойское. Имеющиеся материалы, напротив, говорят о непрерывной длительной эволюции. Тенденция к поднятию прослеживается во всей известной истории Восточно-Чукотского (Кооленского) купола - от ордовика до мела, эпизоды регионального метаморфизма и сопряженный плутонизм относятся к девону и к мелу. Для Тайгоносского купола имеются свидетельства относительного воздымания в перми и в триасе. И.Л. Жуланова (1990) приводит доказательства того, что метаморфизм в Инчикской зоне смятия доаптский и послераннемезозойский. Таким образом, образование этой зоны может соответствовать главному эпизоду в истории позднемезозойских куполов. Далее размыв кристаллических пород из ядерной части купола происходит в середине альба

(Песков, Мигович, 1979), предшествуя образованию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Изучение этих структур и их роли в строении Тихоокеанского подвижного пояса составляет специальную задачу.

#### ЛИТЕРАТУРА

Белый В.Ф., Гельман М.Л., Паракецов К.В. Мезозойский вулканизм и структурообразование на Северо-Востоке СССР // Сов. геология. 1989. N 4. С. 62 - 78.

Бычков Ю.М. Триас Северо-Востока России / СВКНИИ ДВО РАН. Магадан, 1994. 59с.

Вашилов Ю.Я. Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1977. С. 64 - 78.

Гафаров Р.А., Прозоров Ю.И. Строение фундамента Сибирской платформы и некоторые особенности становления его континентальной коры // Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.321). С. 170 - 193.

Гельман М.Л. Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р.Колымы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан, 1961. С. 105 - 129.

Гельман М.Л. Триасовая диабазовая формация Анюйской зоны (Чукотка) // Геология и геофизика. 1963. N 2. С. 127 - 133.

Гельман М.Л. Основные проблемы магматической геологии Северо-Востока СССР // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 2. М.: Наука, 1972. С. 180 - 184.

Гельман М.Л., Белый В.Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов западной Чукотки // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР; Вып.12). С. 150 - 166.

Гельман М.Л., Березнер О.С., Крутоус М.П. и др. Картирование малоглубинных метаморфических комплексов в рудных районах Северо-Востока СССР // Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. С. 136 - 148.

Гельман М.Л., Сперанская И.М., Филиппов А.У. О влиянии гранитоидных интрузий на явления региональной пропилитизации охотских эффузивов // Проблемы вулканизма (Материалы ко II Всесоюз. вулканолог. совещан.) / Институт вулканологии СО

АН СССР. Петропавловск-Камчатский: ДВ Книжн. изд-во, 1964. С. 180 - 182.

Гельман М.Л., Терехов М.И. Новые данные о дорифейском кристаллическом комплексе Омолонского массива // *Метаморфические комплексы Востока СССР / ДВГИ ДВО АН СССР. Владивосток, 1973. С. 66 - 73.*

Геологическая карта Северо-Востока СССР, м-б 1 : 1 500 000 / под ред. М.Е.Городинского / Магадан, ГКП СВПГО, 1985.

Геология СССР. Т.30. Северо-Восток СССР. Кн.2 / Ред. И.Е. Дабкин. М.: Недра, 1970. 536 с.

Диксон Дж.М. Обрамленные гнейсовые купола // *Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С. 106 - 124.*

Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // *Вестник МГУ. Сер.4, геол. 1987.- №6. С.3 - 14.*

Жуланова И.Л. Роль дорифейских гнейсовых куполов в тектоническом развитии мезозойд Северо-Востока СССР // *Геотектоника. 1987.- №1. С.78 - 92.*

Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304с.

Зырянов В.Н., Волчкова Н.В. Образование магм повышенной щелочности // *Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986. С.70 - 98.*

Комаров Ю.В., Логачев Н.А., Жамсран М. Орогенная тектоника Монголии // *Геология и геофизика. 1989. №3. С.32 - 45.*

Левин Б.С. Структура метаморфического цоколя юга Омолонского массива // *Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование / СВКНИИ ДВО АН СССР. Магадан, 1991. С.30 - 45.*

Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии // *Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.321). С.109 - 170.*

Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. 214 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит - крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. 141 с.

Лутц Б.Г. Верхняя мантия и глубокая кора древних платформ и срединных массивов складчатых областей // *Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С.94 - 122.*

Лычагин П.П. Рифейские(?) базиты Омолонского массива // *Магматические и метамор-*

*фические комплексы Северо-Востока СССР / СВКНИИ ДВО АН СССР. Магадан, 1979. С. 27 - 38.*

Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива (Северо-Восток СССР) / СВКНИИ ДВО РАН. Магадан, 1987. 44 с.

Магматические формации СССР. Т.2 / гл. ред. В.Л.Масайтис. Л.: Недра, 1979. 279 с.

Макарычев Г.И. Тектоника Тувино-Монгольского массива // *Бюлл. МОИП. Отдел геол.- 1993. Т.68, вып. 5. С. 36 - 48.*

Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива // *Геотектоника. 1982. №1. С.74 - 85.*

Милов А.П. О расчленении позднемезозойских гранитоидов Чукотской складчатой системы // *Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50: Тез. докл. III регионального петрографического совещания по Северо-Востоку СССР / СВКНИИ ДВО АН СССР. Магадан, 1988. С. 49.*

Некрасов Г.Е. Характерные особенности строения и состава Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива // *Магматизм Северо-Востока Азии. Ч.II. Магадан: Кн. изд-во, 1975. С.279 - 285.*

Орадовская М.М. Стратиграфия и палеогеография ордовика Омолонского массива // *Опорные разрезы палеозоя Северо-Востока СССР / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1974. С.137 - 160.*

Песков Е.Г., Мигович И.М. Структура и динамика зоны перехода от континента к океану в районе полуострова Тайгонос // *Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1979. С.81 - 91.*

Песков Е.Г., Мигович И.М. Окраинно-континентальная рифтовая система на Северо-Востоке Азии // *Геология и геофизика. 1980. №2. С. 11 - 18.*

Показаньев В.П., Вялов А.Г., Пчелинцева Р.З. Вопросы металлогении Абкитского плутона // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып.25. Магадан, 1980. С. 130 - 137.*

Полуботко И.В., Паракецов К.В., Репин Ю.С. Юрские структурно-фациальные области на Северо-Востоке СССР // *Там же. Вып. 23. Магадан, 1977. С.42 - 51.*

Рид Г.Г. Гранитные серии в подвижных поясах // *Земная кора. М.: ИЛ, 1957. С.423 - 446.*

Салоп Л.И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // *Бюлл. МОИП. Отдел. геол. 1971. Т.46, вып.4.- С. 5 - 30.*

Сейферт К.К. Кордильерские метаморфические комплексы // Структурная геология и тектоника плит. Т.1. М.: Мир. 1990. С.273 - 291.

Симаков К.В., Шевченко В.М. Кедонская серия: состав, строение, время и условия формирования // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1974. С. 189 - 233.

Симаков К.В., Шевченко В.М. К характеристике палеозойских песчано-конгломератовых толщ Омолонского массива // Там же. С.175 - 179.

Симаков К.В., Шевченко В.М. Палеозойские магматические образования Омолонской глыбовой области // Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. II. Магадан: Кн. изд-во, 1975. С. 5 - 15.

Синица С.М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. 138 с.

Склярёв Е.В., Мазукебзов А.М., Донская Т.А. и др. Комплекс метаморфического ядра Заганского хребта (Забайкалье) // Докл. РАН. 1994. Т.339, N 1. С. 83 - 86.

Снятков Б.А., Снятков Л.А. Верхояно-Чукотская складчатая область // Геологическое строение СССР. Т.3. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 203 - 223.

Снятков Б.А., Снятков Л.А. О роли магматических процессов в создании структур северо-западной части Тихоокеанского кольца // Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. С. 45 - 60.

Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого Океана / под ред. М.С.Маркова, Ю.М.Пушаровского, С.М.Тильмана и др. М.: Наука, 1980. 285 с.

Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М. и др. Объяснительная записка к геологической карте между речья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги масштаба 1 : 500 000 / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1984. 144с.

Трунилина В.А. Проявление гранитизации в контактах Куларского гранитного батолита (северо-восток Якутии) // Геология и геофизика. 1972. N 7. С. 50 - 59.

Умитбаев Р.Б. Структурное положение и некоторые особенности гипербазитов Северного Приохотья // Геотектоника. 1977. N3. С. 78 - 85.

Усачев Н.А. О возрасте гранитоидов абкитского комплекса (Омолонский массив) // Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1982. С. 38 - 39.

Фадеев А.П., Шпетный А.П. Особенности геологического строения и истории формирования

Анмандыканского щелочного плутона // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып.24. Магадан, 1978. С.53 - 60.

Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклазово-обманковый барометр // Геохимия. 1990. N 3. С. 328 - 335.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2, N 6. С. 40 - 63.

Шевченко В.М. К вопросу о природе гнейсов Омолонского массива (на примере Абкитского интрузива) // Геология и геофизика. 1967. N7. С.51 - 55.

Шевченко В.М. О метаморфических породах Хебикенджинского поднятия (Омолонский массив) / Метаморфические комплексы Востока СССР / ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973. С. 74 - 80.

Шевченко В.М. Состав и объем абкитского гранитоидного комплекса на Омолонском массиве // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып.22. Магадан, 1975. С. 49 - 61.

Шевченко В.М. Магматические формации и связь с ними оруденения в бассейне Рассохи (Омолонский массив) // Там же. Вып.24. Магадан, 1978. С.45 - 52.

Шевченко В.М. К вопросу о полигенной и полифазальной природе метаморфизма докембрийских толщ на Омолонском массиве // Геология и рудоносность метаморфических комплексов Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1979. С. 51 - 55.

Шевченко В.М. Докембрийский фундамент и раннепалеозойская активизация Омолонского массива: Автореф. канд. дис. Владивосток. 1984. 19с.

Шевченко В.М. К вопросу о раннепалеозойском возрасте анмандыканского и абкитского комплексов на юге Омолонского массива // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50 / СВКНИИ ДВО АН СССР. Магадан, 1988. С. 34 - 35.

Шевченко В.М. Докембрийские магматические образования на Омолонском массиве // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование / СВКНИИ ДВО АН СССР. Магадан, 1991. С. 45 - 70.

Шпетный А.П. Палеозойский магматизм и его значение в истории развития мезозойского Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. II. Магадан: Кн. изд-во, 1975. С. 5 - 15.

Юргенсон Б.П. Исходный состав и эпигенетические преобразования метаморфических толщ Чешского массива как факторы рудоносности // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1993. Т.68, вып.4. С. 127.

Amato J.M., Wright J.E., Gans P.B., Miller E.L. Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska / Tectonics. 1994. V.13, No 2. P. 515 - 527.

Criss R.E., Taylor H.P. An 18O/16O and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern

half of the Idaho Batholith // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983.-V. 94, No 5.P.640 - 663.

Metamorphism and crustal evolution of the western United States / W.G.Ernst, ed. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice-Hall. 1988. 1153 p.

Read H.H. A contemplation of time in plutonism // Geol. Soc. London Quart. J. 1949. V. 105, Pt 1, No 417. P. 101 - 156.

*M.L. Gelman*

**PHANEROZOIC GRANITIC AND METAMORPHIC DOMES IN NORTHEASTERN SIBERIA.  
PART 1. GEOLOGIC HISTORY OF PALEOZOIC AND MESOZOIC DOMES**

Plutonism, volcanism, metamorphism, metasomatism and formation history of the Phanerozoic granitic-metamorphic domes of Northeastern Siberia are described. Paleozoic domes are similar to those of the Northern hemisphere. Mesozoic domes are specific and they are typical only of the Circum-Pacific region.