

## ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО ХИНГАНА

Чжан Хун\*, Чжао Чуньцин\*, Яо Ичжэн\*\*, Цюань Хэн\*

\*Шэньянский институт геологии и полезных ископаемых, г.Шэньян, КНР

\*\*Геологический факультет Северного университета, г.Шэньян, КНР

Мезозойский период в северной части Большого Хингана характеризовался интенсивной вулканической деятельностью. Вулканические породы образовались в основном в позднеюрско-раннемеловой период (150-100 млн лет). Исходя из анализа петрохимии рассеянных элементов и тектоники, их формирование происходило, вероятно, в условиях сжатия. Результаты изучения региональной тектоники и магматизма, палеомагнетизма, а также изотопные данные свидетельствуют, что мезозойские вулканические породы произошли из мантийного источника, формировались в обстановке присдвигового сжатия при уменьшающемся давлении. Этим объясняется присутствие в мезозойских вулканических породах большого количества материала корового происхождения.

**Ключевые слова:** Китай, Большой Хинган, мезозойский вулканизм, геодинамика, режим сжатия, сдвиговый процесс.

С мезозойскими вулканическими породами в северной части Большого Хингана, которые формировались в основном в позднеюрско-раннемеловой период (150-100 млн лет), тесно связано образование руд драгоценных и цветных металлов, поэтому необходимо детальное изучение вулканических пород в данном регионе.

Исследованием региона занимались Геологическая служба Внутренней Монголии [7] и Геологическая служба провинции Хэйлуцзян [6]. Многие геологи, изучавшие этот регион, считают, что мезозойские вулканические породы образовались в обстановке рифтообразования [11]. Чжао Иминь [31] полагает, что мезозойские вулканические породы этого региона содержат большое количество материала корового происхождения.

Авторы статьи занимаются изучением северной части Большого Хингана с 1996 года. Основными объектами изучения являются Аргуньский район (120-121° в. д., 50-52° с. ш.) и бассейн р.Хучжун - верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур) (123-126° в. д., 51°20'-53°20' с. ш.). В предлагаемой статье излагаются результаты исследований за последние три года.

### ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО ХИНГАНА

#### Характеристика вулканических пород

Современные представления о стратиграфическом расчленении мезозойских вулканических пород северной части Большого Хингана приведены в табл.1. Здесь широко распространены вулканические породы формации Тамуланьгоу ( $J_3t$ ), преимуще-

ственно среднего и кислого состава в верхней и основного состава в нижней части формации. К этой формации, общей мощностью более 609 м, относятся самые ранние мезозойские вулканические породы. В Аргуньском районе вулканические породы формации Тамуланьгоу ( $J_3t$ ) имеют абсолютный возраст 168-135 млн лет, определенный К-Аг методом (изохрона - 144,5 млн лет), Rb-Sr методом получена изохрона в 145,1 млн лет, а для верхней части формации получена изохрона в 144,64±0.71 млн лет. В бассейне р.Хучжун - верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур) возраст вулканических пород формации Тамуланьгоу ( $J_3t$ ), определенный К-Аг методом, составляет 166-120 млн лет. Таким образом, возраст вулканических пород формации Тамуланьгоу принят в интервале 150-145 млн лет. Ископаемые остатки в этой формации не обнаружены.

Обломочные породы формации Мужуй ( $J_3-K_1$ ), мощностью 21-187 м, залегают между формациями Тамуланьгоу ( $J_3t$ ) и Шанкули ( $K_1s$ ) и распространены преимущественно в Аргуньском районе. Эта формация богата многочисленными ископаемыми, типичными среди них являются: *Nestoria cf. pissovi*, *Sentestheria banjiaetaensis*, *Coniopteris silapensis* etc.

Вулканические породы формации Цзисянфэн ( $J_3j$ ), также залегающие между формациями Тамуланьгоу ( $J_3t$ ) и Шанкули ( $K_1s$ ), распространены преимущественно в бассейне р.Хучжун - верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур) и представлены, в основном, лавами кислого состава и пирокластическими породами общей мощностью около 1000 м.

Вулканические породы формации Шанкули ( $K_1s$ ), общей мощностью более 1000 м, широко рас-

Таблица 1. Стратиграфия мезозойских вулканических пород северной части Большого Хингана.

Эпоха	Абсолютный возраст	Аргуньский район	Бассейн р.Хучжун-верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур)	
поздний галлик	около 100 млн лет	вулканические породы ф.Иликэдэ( $K_1y$ )	вулканические породы ф.Иликэдэ ( $K_1y$ )	
ранний галлик	126-104 млн лет	вулканические породы ф.Шанкули ( $K_1s$ )	вулканические породы ф.Шанкули ( $K_1s$ )	
неоком	?	кластические породы ф.Мужуй ( $J_3-K_1$ )	вулканические породы ф.Цзисянфэн ( $J_3j$ )	кластические породы ф.Мужуй ( $J_3-K_1$ )
неоком-мальм	около 150-145 млн лет	вулканические породы ф. Тамуланьгоу ( $J_3t$ )	вулканические породы ф. Тамуланьгоу ( $J_3t$ )	

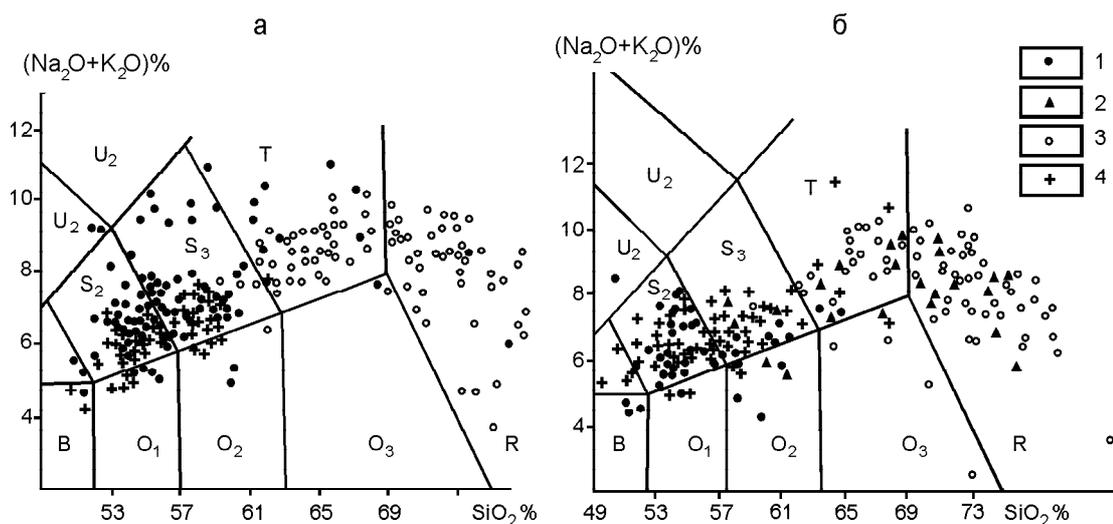
пространены в северной части Большого Хингана и представлены преимущественно лавами кислого состава и пирокластическими породами. В Аргуньском районе возраст пород этой формации составляет 126-110 млн лет по К-Аг методу. В бассейне р.Хучжун - верховья р. Хэйлуцзян (р.Амур) возраст формации Шанкули ( $K_1s$ ) составляет около 124-104 млн лет по К-Аг методу. Следовательно, абсолютный возраст формации Шанкули ( $K_1s$ ) - 126-104 млн лет. В формации содержится много ископаемых остатков, таких как *Ferganoconcha sibirica*, *F. cf. jeniseca*, *F. cf. sibirica*, *Corbicula* sp., *Eosesthesia middendorffii*, *E. persculpta*, *E. aff. jinganshanensis*, *E. aff. lingyuanensis*, *Pseudograptia*, *Ephemeropsis trisetalis*, *Coptoclava longipoda*, *Onychiopsis* sp., *Equisetites* sp. и др.

Вулканические породы формации Иликэдэ ( $K_1y$ ), общей мощностью около 306 м, распростране-

ны в северной части Большого Хингана преимущественно вдоль разломов и сложены в основном лавами основного и среднего состава. Возраст формации около 105-88 млн лет. В формации не обнаружено никаких ископаемых остатков.

#### Петрохимическая характеристика вулканических пород

Судя по диаграмме  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  (рис.1), вулканические породы формации Тамуланьгоу ( $J_3t$ ) представлены в основном трахиандезитами, базальтовыми трахиандезитами, реже трахидацитами и риолитами; формации Цзисянфэн ( $J_3j$ ) - трахидацитами и риолитами, формации Шанкули ( $K_1s$ ) - преимущественно трахидацитами и риолитами; формации Иликэдэ ( $K_1y$ ) - в основном базальтовыми трахиандезитами и трахиандезитами.

Рис. 1. Диаграмма  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ .

а - Аргуньский район, б - бассейн р.Хучжун - верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур). 1 -  $J_3t$ , 2 -  $J_3j$ , 3 -  $K_1s$ , 4 -  $K_1y$ .

В табл.2 приведены некоторые параметры мезозойских вулканических пород северной части Большого Хингана.

Из диаграммы  $\lg\tau - \lg\sigma$  А. Ритмана (рис.2) следует, что вулканические породы Большого Хингана формировались в одинаковой тектонической обстановке. Большинство фигуративных точек располагаются в поле "В", т.е. в поле пород зон субдукции, что свидетельствует о формировании вулканических по-

род северной части Большого Хингана в обстановке сжатия.

Как видно из диаграммы  $K_2O-Na_2O$  (рис.3), содержание  $K_2O$  в вулканических породах равно 1,2% - 6,5%,  $Na_2O$  - 3,0%-4,7% , т.е. содержание  $K_2O$  колеблется в широких пределах, а содержание  $Na_2O$  относительно стабильно. Характерные особенности содержаний  $K_2O$  и  $Na_2O$  такие же, как в вулканических породах активных континентальных окраин. На рис.3 представлены вулканические породы активных

Таблица 2. Параметры мезозойских вулканических пород северной части Большого Хингана

Местоположение параметры	Аргуньский район			бассейн р.Хучжун-верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур)			
	J <sub>3t</sub>	K <sub>1s</sub>	K <sub>1y</sub>	J <sub>3t</sub>	J <sub>3j</sub>	K <sub>1s</sub>	K <sub>1y</sub>
SI	4-27	2-10	7-25	16-30	3-18	4-13	15-26
AR	1.5-2.5	2.5-5	<2	1.5-1.9	1.6-4	2-4	1.7-2.2
$\sigma$	2.5-5.3	2-4	2.3-3.5	1.5-3.5	2.3-4	1.6-5	2.5-4
FeO*/MgO	>2	>2	>2	>2(SiO <sub>2</sub> >57) <2(SiO <sub>2</sub> 51-57)	>2	>2	1.5-2.5
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.6-1 (SiO <sub>2</sub> >57) 0.25-0.7(SiO <sub>2</sub> 51-57)	>0.6	0.45-0.8	0.6-1 (SiO <sub>2</sub> >57) <0.6(SiO <sub>2</sub> 51-57)	≈0.6	>0.6	0.6-1.1
SiO <sub>2</sub> %	преимущественно 53-59	60-77	53-60	53-60	60-75	60-76	53-61

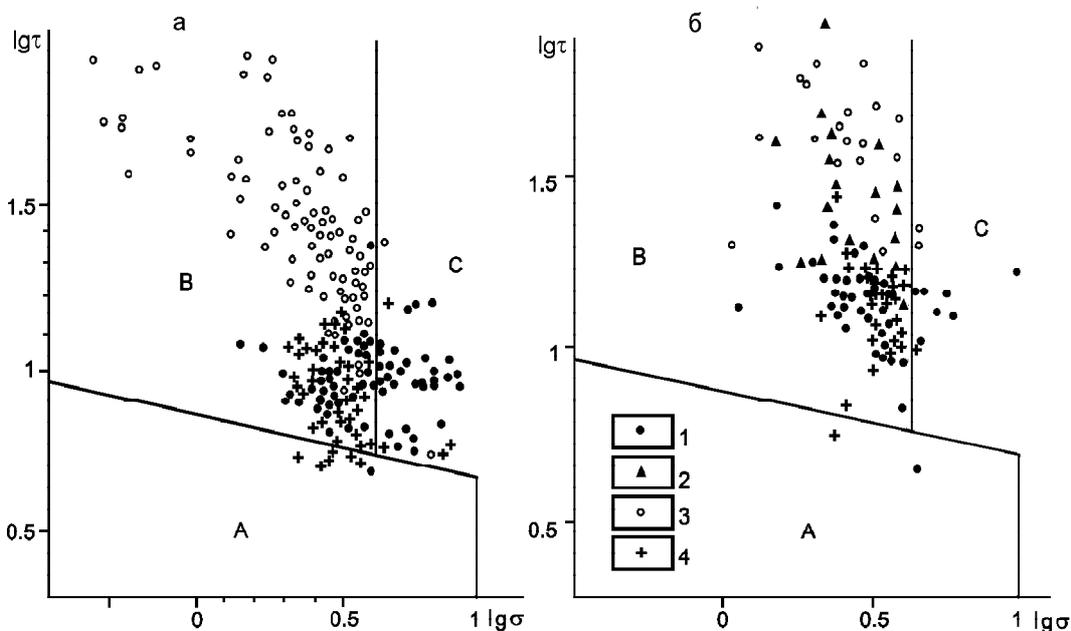


Рис. 2. Диаграмма  $\lg\tau - \lg\sigma$  (по [19]).

а - Аргуньский район, б - бассейн р.Хучжун - верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур). А - вулканические породы стабильных внутриплитных областей; В - вулканические породы зон субдукции; С - вулканические породы, перешедшие из зон А и В. 1 - J<sub>3t</sub>, 2 - J<sub>3j</sub>, 3 - K<sub>1s</sub>, 4 - K<sub>1y</sub>.



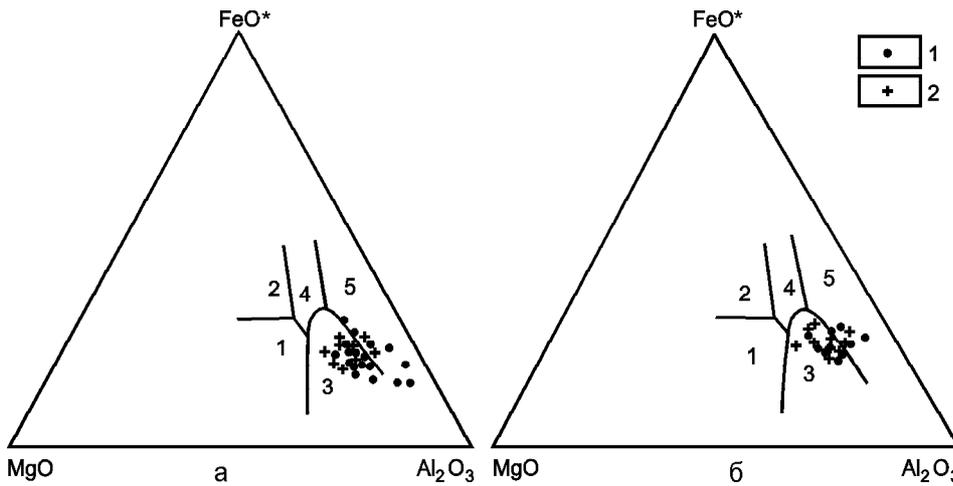


Рис.4. Диаграмма FeO\*-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (по Т.Н.Пирсе, 1977).

а - Аргунский район, б - бассейн р.Хучжун - верховья р.Хэйлунцзян (р.Амур). Поля вулканических пород: 1 - срединных хребтов и океанического дна, 2 - океанических островов, 3 - орогенных поясов, 4 - внутриплитных океанических, 5 - срединного центра (остров Исландия); 1 - J<sub>3t</sub>, 2 - K<sub>1y</sub>.

Таблица 3. Сопоставление андезитов северной части Большого Хингана, сформированных в различных тектонических обстановках [по 4].

	Первичный андезит	Островные дуги андезит	Активные континентальные окраины андезит	Анды андезит	Большой Хинган андезит
La(10 <sup>-6</sup> )	2-5	5-15	10-25	20-40	15-25
La/Yb	≤0,8	0.5-3	1-4	3-7	20-30
Zr/Y	≤3	3-7	4-12	12-50	12-32
Hf/Yb	≤1	1-3	1-3	≥3	4-27
Ti/Zr	>50	40-50	40-50	≤40	20-46

В табл.3 приводятся некоторые параметры малых элементов вулканических пород северной части Большого Хингана, отражающие условия образования андезитов, сходные с обстановкой активных континентальных окраин (например Анд), т.е. отражающие обстановку сжатия, в которой формировались вулканические породы.

Спайдер-диаграмма содержания малых элементов, нормированных по содержаниям в MORB, показывает, что в вулканических породах Аргунского района (рис. 5) точки Ta и Nb располагаются значительно ниже, чем точки K, Rb, Ba, а содержания элементов сходны с содержаниями в породах островных дуг. Согласно данным Пирса (1982), на такого рода диаграмме для вулканических пород континентальных рифтов точки содержания, нормированных по MORB, для Ta и Nb располагаются почти в пике, т.е. отношение содержания Ta и Nb в породах континентальных рифтов к таковым в MORB высокое. В срединно-океанических хребтах характерные свойства Ta и Nb такие же, как в континентальных рифтах, и точки Ta и Nb находятся в вершине кривой. Так как для пород островных дуг точки

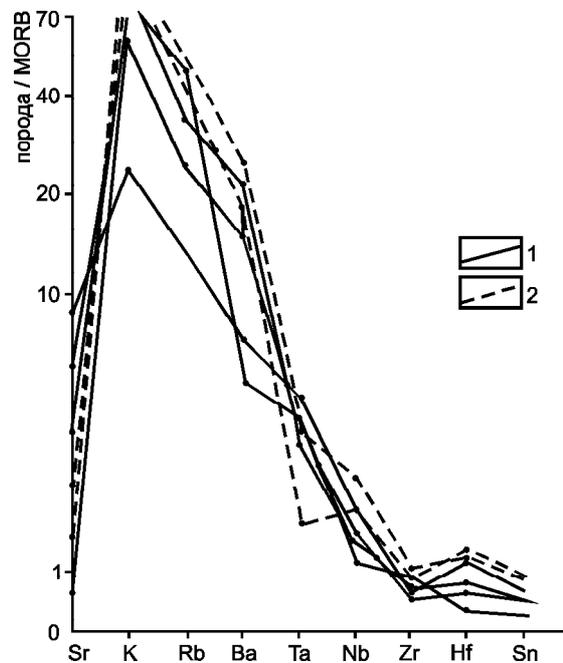


Рис.5. Диаграмма содержания малых элементов в вулканических породах Аргунского района, нормированных по содержаниям в MORB (по данным Pearce, 1982, значение K в MORB =216x10<sup>-6</sup>). 1 - J<sub>3t</sub>, 2 - K<sub>1s</sub>.

Ta и Nb ниже точек K, Rb, Ba, это существенно отличает их от пород континентальных рифтов и срединно-океанических хребтов. Таким образом, из диаграммы распределения малых элементов видно, что формирование вулканических пород Аргуньского района происходило в обстановке, подобной островодужной, т.е. в обстановке сжатия.

### Геохимическая характеристика интрузивных пород северной части Большого Хингана

Большинство интрузивных пород северной части Большого Хингана имеют такой же магматический источник, как вышеописанные вулканические породы, и представлены мойитами, адамеллитами, реже плагиогранитами и гранитами. Геохимический состав интрузивных пород следующий:  $\text{SiO}_2 > 70\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx 8\%$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ ,  $A/\text{CNK} = 1-1,2$ , а первоначальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7028-0,7096$ . Чжао Имин и др. [31] считают, что граниты с возрастом 155-100 млн лет имеют характерные признаки гранитов "S"-типа (хотя они произошли из мантийного источника) и назвали их гранитами "SI"-типа. Химический состав интрузивных пород также свидетельствует о наличии большого количества корового материала в их магме. Это характерно для обстановки сжатия, поскольку только в обстановке сжатия, а не растяжения (открытая система) коровый материал может проникнуть в глубинный (мантийный) источник магмы в значительном количестве.

### Характеристика поля напряжений в мезозое в северной части Большого Хингана

Вулканические породы формаций  $J_3t$ ,  $J_3j$ ,  $K_1s$  и  $K_1u$  северной части Большого Хингана, особенно в Аргуньском районе, различаются по тектоническим признакам. На основании этих признаков, включая сопряженные трещины, кливаж и разломы, можно определить свойства полей напряжений в периоды формирования формаций  $J_3t$  и  $K_1s$  для Аргуньского района. В период  $J_3t$  поле напряжений характеризуется  $\sigma_1: 282^\circ-298^\circ \angle 35^\circ-36^\circ$ ,  $\sigma_2: 94^\circ-102^\circ \angle 55^\circ$ ,  $\sigma_3: 193^\circ-214^\circ \angle 2^\circ-3^\circ$ , в  $K_1s$  -  $\sigma_1: 201^\circ \angle 19^\circ$ ,  $\sigma_2: 72^\circ \angle 62^\circ$ ,  $\sigma_3: 282^\circ \angle 18^\circ$ . Следовательно, в течение  $J_3t$  и  $K_1s$  первичное напряжение было почти горизонтальным, тогда как в срединно-океаническом хребте или континентальном рифте теоретически оно должно быть почти вертикальным. Таким образом, анализ напряжения показывает, что фоновое напряжение в период активной вулканической деятельности в Аргуньском районе отличается от напряжений, характерных для континентальных рифтов и срединно-океанических хребтов.

### ДИНАМИКА ОБСТАНОВОК ПРОЯВЛЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО ХИНГАНА

По результатам исследований можно сделать вывод, что мезозойские вулканические породы северной части Большого Хингана образовались в обстановке сжатия. Но мало вероятно, что такое значительное количество вулканических пород могло быть сформировано в условиях сжатия. Дальнейшие исследования региональной тектоники, магматизма и палеомагнетизма, стабильных изотопов показывают, что мезозойские вулканические породы северной части Большого Хингана образовались в обстановке сжатия в условиях сдвига при уменьшающемся давлении.

Геохимические признаки интрузивных пород показывают, что восточная часть Китая подвергалась сильному сжатию в период 180-150 млн лет.

В Юго-Восточном Китае обнаружено много гранитов, которые формировались в условиях сжатия и имеют возраст 165-155 млн лет [17,25]. По результатам изучения магматизма показано [25], что Юго-Восточный Китай находился в обстановке сильного сжатия.

Граниты Северо-Восточного Китая, возраст которых 180-150 млн лет, распространены преимущественно в западной части провинции Ляонин, на Большом Хингане, и в центральной части провинции Гири и других районах [4,7,8,14]. По своим характеристикам они сходны с гранитами "T"-типа. Более того, магматическая активность 180-150 млн лет назад была очень бурная в Северо-Восточном Китае, поэтому здесь интрузивные породы этого периода развиты более широко по сравнению с вулканическими. Напротив, в период 150-100 млн лет назад вулканическая активность превалировала над интрузивной. Эти события свидетельствуют о том, что магматическая деятельность в период 180-150 млн лет назад протекала в условиях относительно закрытой обстановки по сравнению с интервалом 150-100 млн лет.

Тектонический анализ показывает, что сильное сжатие СЗ-З(СЗ) ориентировки постепенно редуцировалось в восточной части Китая в период времени от 180-150 до 150-100 млн лет назад.

В интервале 180-150 млн лет в восточной части Китая сформировалось много надвигов или тектонических покровов С-СВ (СВ) простирания с минералогической линейностью СЗ-З (СЗ) ориентировки. Это указывает на то, что восточная часть Китая находилась в условиях режима сильного сжатия с первичным полем напряжения СЗ-З (СЗ) ориентировки. В юго-восточном Китае обнаружены несколько крупных надвигов, сформировавшихся в интервале

186-168 млн лет [5], а в провинциях Аньхой и Чжэцзян большинство надвигов образовалось преимущественно в ранний период яньшаньской орогении (203-135 млн лет) [16, 24]. На Корейском полуострове орогенез Даэбо (180-150 млн лет) считается самым мощным орогенезом мезозоя, во время которого образовалось большинство тектонических покровов или надвигов С-СВ простирания [13]. В восточной части провинции Ляонин (вблизи Даляня) наиболее развитые пластичные надвиги имеют возраст 152 млн лет (Ar/Ar метод) [3, Wang Xiaofeng, 1996\*]; в районе Наданьхада (восточная часть провинции Хэйлуцзян) надвиги или тектонические покровы образовались преимущественно около 150 млн лет назад [21, 22, 27]. По мнению А.И. Ханчука и других [12], такой же возраст, около 150 млн лет, имеют надвиги в районе Бикина (Россия).

По мнению Вань Тяньфэна [23] и Чжан Хуна [30], в восточной части Китая режим сжатия преобладал в период 180-150 млн лет назад.

В последующий период, после временной отметки 150 млн лет, резкое затухание режима сжатия СЗ-З (СЗ) ориентировки вызвало прекращение формирования надвигов и тектонических покровов. По мнению С.Маруямы [18], плита Изанаги, являясь частью палеотихоокеанской плиты, изменила направление своего движения 150 млн лет назад. В период 145-135 млн лет назад плита перемещалась в северо-западном направлении, а в течение периода 135-100 млн лет назад - в направлении СЗ 12° - С-СВ 2°. Изменение направления движения плиты Изанаги привело к редуцированию фронтального сжатия на евразийском континенте и образованию мощной, направленной на север компоненты силы сжатия (левостороннее сдвиговое напряжение). Точка зрения С.Маруямы [18] объясняет причину уменьшения сжимающего напряжения СЗ-З (СЗ) направления в период 150-100 млн лет назад.

В добавление к этому, приблизительно в среднеюрский период закрылось Монголо-Охотское море [19]. Позднее регион оказался в условиях сжатия. Так, шарьяжи широко распространены в верховьях р.Хэйлуцзян (р.Амур), и в эти шарьяжи вовлечены все слои, имеющие возраст от средней юры до раннего мела. Закрытие и сокращение (сжатие) этого региона означает, что в мезозое Сибирская плита продолжала смещаться к югу вплоть до раннего мела.

В поздней юре-раннем мелу смещение Сибирской плиты к югу и изменение направления движения

плиты Изанаги привели к тому, что Северо-Восток Китая оказался в режиме сжатия при ослабевающем давлении СЗ-З (СЗ) направления и в обстановке левостороннего сдвигового процесса. Северная часть Большого Хингана располагалась именно в такой обстановке и в активном тектоническом поясе, что привело к движению магмы вверх и образованию вулканических пород (150-100 млн лет.)

### Палеомагнитные данные

Результаты исследований позднепалеозойско-мезозойского палеомагнетизма Сибирской плиты, Северо-Китайской плиты, Внутренней и Внешней Монголии [15, 1, 32] показывают, что в период времени от карбона по позднюю юру полюса и палеошироты Северо-Китайской плиты, Внутренней Монголии и Внешней Монголии двигались синхронно (вместе) и до поздней юры - раннего мела находились почти рядом. И только в поздней юре-раннем мелу ( $J_3$ - $K_1$ ) Северо-Китайская плита, Внутренняя Монголия и Внешняя Монголия стали представлять собой единое геологическое тело. Эти события свидетельствуют, что после коллизии Сибирской и Северо-Китайской плит в позднем палеозое процесс полного сочленения плит еще не завершился и представлял собой процесс конвергенции, а не растяжения.

### Источник вулканических пород

Первоначальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в вулканических породах северной части Большого Хингана составляет около 0,706, в интрузивных породах того же района и прилегающих регионов со сходным тектоническим режимом и источником магмы - 0,705-0,708. Это свидетельствует, что магма вулканических пород происходила из мантийного источника. С вулканическими породами северной части Большого Хингана тесно связаны руды драгоценных и цветных металлов. В рудах значение  $\delta^{34}\text{S} = 1\%-5\%$ , что также подтверждает происхождение вулканических пород из мантийного источника.

Расчет минералов по системе "СIPW" показывает, что большинство базальтовых трахиандезитов формации Тамуланьгоу ( $J_3$  t) - породы нормального типа, насыщенные  $\text{SiO}_2$ , что подтверждает глубинный (мантийный) источник их магмы. Трахиандезиты формации Тамуланьгоу ( $J_3$  t) - породы нормального типа, пересыщенные алюминием. Большинство вулканических пород формации Шанкули ( $K_1$  s) пересыщены алюминием. Все это говорит о том, что начиная с этапа Тамуланьгоу ( $J_3$  t) по этап Шанкули ( $K_1$  s) в магме появляется все больше и больше материала корового происхождения.

На диаграмме АВ-Q-OR- $\text{H}_2\text{O}$  трахидациты формации Шанкули ( $K_1$  s) локализируются рядом с изобарой 1Гра, их количество несколько снижается

\*Wang Xiaofeng et al. Formation and evolution of the Tan-Lu fault system and its controlling action to the development of geological event. 1996 (In Chinese).

в зонах высокого давления. Риолиты формации Шанкули ( $K_1s$ ) располагаются в области давлений 0,4-1 ГПа, что указывает на образование магмы на глубинах порядка 10-30 км. Что касается вулканических пород формации Тамуланьгоу ( $J_3t$ ) и Шанкули ( $K_1s$ ), то, по данным петрохимических исследований, а также анализу РЗЭ и малых элементов, они имеют одинаковый магматический источник, хотя являются продуктами разных стадий. Следовательно, вулканические породы формации Тамуланьгоу ( $J_3t$ ) генерировались в мантии (на глубинах более 30 км), тогда как вулканические породы формации Шанкули ( $K_1s$ ) - на глубинах порядка 10-30 км во вторичной магматической камере.

#### МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО ХИНГАНА

В заключение авторы предлагают следующую модель образования вулканических пород в северной части Большого Хингана.

1. В период 180-150 млн лет назад в Северо-Восточном Китае преобладал режим сильного сжатия СЗ-З направления в результате смещения Сибирской плиты к югу и северо-западно-западного смещения палео-Тихоокеанской плиты (Изанаги). В это время первичное напряжение имело северо-западно-западную ориентировку, это привело к разлому северо-восточного простирания, такие как зона разломов Дербугань, к закрытию при сжатии из-за фронтального напряжения (в закрытой системе).

2. В поздней юре (около 150-145 млн лет) на Северо-Востоке Китая режим сжатия ослаб. Вследствие этого фронтальное сжатие разломов северо-восточного простирания также ослабло, что вызвало бурную активизацию магматической деятельности вдоль разломов. Глубинная магма (более 30 км) продвигалась вверх и преимущественно формировала вулканические породы среднего состава (формация Тамуланьгоу ( $J_3t$ )). Тем временем на глубине 10-30 км образовалась вторичная магматическая камера.

3. В раннем мелу (около 120 млн лет) эта территория находилась в обстановке сжатия с первичным напряжением ( $\sigma_1$ ) С-СВ ориентировки, что, вероятно, вызвало ослабление северо-западного сжатия и мощные левосторонние сдвиги по разломам северо-восточного простирания (как например, зона разломов Дербугань). В условиях сдвига при редуцированном давлении магма из вторичной магматической камеры стала подниматься, что привело к формированию кислых вулканических пород (формация Шанкули ( $K_1s$ )).

Однако геологические условия между стадиями Тамуланьгоу ( $J_3t$ ) и Шанкули ( $K_1s$ ) могли не полностью совпадать в различных районах северной

части Большого Хингана, поэтому вулканические породы формации Цзисяньфэн ( $J_3$ ) и кластические породы формации Мужуй ( $J_3-K_1$ ) и сформировались в различных условиях.

Необходимо отметить, что вулканические породы северной части Большого Хингана образовались в обстановке сжатия в условиях сдвига при уменьшающемся ("редуцированном") давлении, а не в условиях растяжения подобно вулканическим породам юго-восточного Китая. В юго-восточном Китае вулканические породы формировались в результате субдукции и движения вверх Тихоокеанской плиты и характеризуются типичной бимодальностью в период 125-100 млн лет [17,25]. Северная часть Большого Хингана располагается далеко от Тихоокеанской плиты и не имеет бимодальных ассоциаций вулканических пород. Следовательно, вышеупомянутые районы Китая совершенно различны.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ang Kedong et al. Tectonic evolution as well as mineralization in the folded belt in northern margin of the North China plate. Beijing: Beijing University Publishing House, 1994 (in Chinese).
2. Chui Keying, Pang Qingbang et al. Basic characteristics of the ductile overthrusts in southern Liaoning Province // Liaoning Geological Memoirs. 1986 (2): 45-59 (in Chinese).
3. Condie, K.C. Geochemical changes in basalt and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance //Lithos. 1989 (23): 1-18.
4. Fang Wenchang. Granites and mineralization in Jilin Province / Chang Chun (ed.) //Jilin Science and Technology Publishing House, 1992 (in Chinese).
5. Gao Jun et al. Deformation and its dynamic characteristics of the Changle-Dongshan tectonic belt in Fujian Province //Geological Review. 1993. 39 (1): 57-63 (in Chinese).
6. Geological Bureau of Heilongjiang Province. The regional geology of Heilongjiang Province. Beijing: Geological Publishing House, 1993 (in Chinese).
7. Geological Bureau of Inner Mongolia Autonomous Region. Regional Geology of Inner Mongolia Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House, 1991 (in Chinese).
8. Geological Bureau of Jilin Province. Regional Geology of Jilin Province. Beijing: Geological Publishing House, 1988 (in Chinese).
9. Geological Bureau of Liaoning Province. Regional Geology of Liaoning Province. Beijing: Geological Publishing House, 1989 (in Chinese).
10. Jia Chengzao et al. Plate tectonics in eastern Qinling, Nanjing: Nanjing University Publishing House, 1988 (in Chinese).
11. Jiang Guoyuan, Quanheng. The Mesozoic volcanic rocks of Genhe-Halar Basin in northern Daxing'anling Mts. // Memoirs of Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, 1988. (1): 23-93 (in Chinese).
12. Khanchuk A.I, Philippov A.N. Stratigraphic record of palaeoceanic sediments in the Nadezhda range and the

- adjacent region of Sikhote-Alin //Memoirs of Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Sciences. 1993 (2): 1-9 (in Chinese).
13. Lee Daisung. Geology of Korea. Kyohah-sa Publishing Co., 1987.
  14. Li Zhitong, Zhao Chunjing. Formation and evaluation of Little Xing'an ling-Zhang Guangcailing Mts. //Memoirs of granite and its mineralization in North China. Beijing: Geological Publishing House, 1991 (in Chinese).
  15. Liu Haishan et al. The Mesozoic palaeomagnetic characteristics of western Liaoning Province //Memoirs of Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences. 1993 (2): 218-234 (in Chinese).
  16. Liu Shaofeng et al. Studying on the layer slip tectonics in Indosinian-Yanshanian in Lower Yangzi Region //Earth Science. 1992. 17(5): 555-559 (in Chinese).
  17. Mao Jiamren, Tao Kuiyuan et al. Geological background of the Mesozoic inter-continent magmatism in Southeast China //Volcanology and Mineral Resources. 1997. 18(2): 95-104 (in Chinese).
  18. Maruyama, S. and Seno, T. Orogeny and relative plate motions, an example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. 12 (127): 305-329.
  19. Natal'in B. History and Modes of Mesozoic Accretion in Southeastern Russia //The Island Arc. 1993 (2): 15-34.
  20. Rittmann A. Note to contribution by V. Gottini on the "serial character of volcanic rocks of Pantelleria" //Bull. Volcano. 1970 (33): 979-981.
  21. Shaojian, Wang Chengyan, Tang Kedong. A new exploration in Wusuli Region //Geological Review. 1992. 38(1): 34-39 (in Chinese).
  22. Sun Ge et al. New progress in studying the boundary line of Jurassic and Cretaceous in eastern Heilongjiang Province // Journal of Stratigraphy. 1992. 16(1): 48-54 (in Chinese).
  23. Wan Tianfeng. Inner-plate deformation, tectonic stress field and its application in Mesozoic and Cenozoic Era. Beijing: Geological Publishing House, 1993 (in Chinese).
  24. Wang Yongjiang. "A" type subduction of the Tan-Lu fault belt (Jiashan to Lujiang segment) //China Regional Geology. 1992 (3): 241-247 (in Chinese).
  25. Xie Jiaying, Tao Kuiyuan, Yin Jiaheng et al. Volcanic geology and volcanic intrusive complex in Mesozoic era in Southeast China. Beijing: Geological Publishing House, 1996 (in Chinese).
  26. Yin Jiaheng, Lu Hong Hong et al. Mesozoic volcanic cycles, volcanic structures and its ore-controlling significance of southeast continent of China. Beijing: Geological Publishing House, 1991 (in Chinese).
  27. Zhan Shihong, Shi Yangshen. Wandashan orogenic belt and its relationship with Nadanhada Range in Heilongjiang Province // Memoirs of Nanjing University (Earth Sciences). 1991 (3): 287-294.
  28. Zhang Hong. Two period sinistral displacement and evolutionary history of the Tan-Lu fault system in Mesozoic era // Liaoning Geology. 1994 (1-2): 131-143 (in Chinese).
  29. Zhang Ligang et al. Isotopic geochemistry and its dynamics of upper mantle, basement, granites in the rock layer of eastern Asia. Beijing: Science and Technology Publishing House, 1995 (in Chinese).
  30. Zhao Guolong et al. The Mesozoic volcanic rocks in middle and south parts of the Daxing'anling Mts. Beijing: Science and Technology Publishing House, 1989 (in Chinese).
  31. Zhao Yiming, Zhang Dequan et al. Regularity and evaluation of copper polymetallic ore deposit in Daxing'anling Mts. and adjacent region. Beijing: Seismic Publishing House, 1997 (in Chinese).
  32. Zhao X.X., Coe R.S. et al. New palaeomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan //Tectonics. 1990 (181): 43-81.

Поступила в редакцию 15 января 1999 г.

Рекомендована к печати Г.Л.Кирилловой

### *Zhang Hong, Zhao Chunjing, Yao Yizheng, Quan Heng*

#### **The Dynamic Background of Mesozoic Volcanic Activity in Northern Part of Daxing'anling Mts. (China)**

The Mesozoic volcanic activity in northern Daxing'anling Mts. was very violent, in which a lot of geologists are interested. The volcanic rocks were formed mainly in the Late Jurassic to Early Cretaceous (150 ~ 100Ma) in the compressional background apparently according to the analyses in petrochemistry, trace elements and tectonics. The study of the regional tectonics and magmatic activity, palaeomagnetism as well as stable isotope shows that the Mesozoic volcanic rocks derived from the mantle source were formed in the compressional background with a "reduced pressure" and "shearing" process. That is why there are so many materials of the crust- source added in the Mesozoic volcanic rocks.