

УДК 552.321.6

С. А. ПАЛАНДЖЯН

ОБ ЭТАПАХ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

При изучении альпинотипных гипербазитов Севанского хребта автор столкнулся с целым рядом особенностей их геологического и вещественного состава, противоречащих обычным представлениям о внедрении и кристаллизации магматического расплава в камере интрузива. В этом отношении рассматриваемые образования аналогичны альпинотипным гипербазитам самых различных регионов, исследователи которых уже давно отмечают противоречие между высокой температурой кристаллизации гипербазитов и отсутствием сколько-нибудь существенного термального воздействия на вмещающие породы [36]. Расшифровка истории геологического развития гипербазитов крайне затрудняется их доскладчатым характером, участием во всех последующих фазах складчатости, широко развитым блоковым перемещением в более молодые отложения. Между тем четкое представление о глубине кристаллизации, интрузивных и тектонических взаимоотношениях гипербазитов с различными комплексами отложений, слагающих разрез складчатого сооружения, имеет не только научное, но и практическое значение, поскольку при более поздних процессах тектонической активизации складчатых сооружений, в пределах гипербазитовых поясов в породах различных структурных ярусов развивается практически значимое эпи- и телетермальное оруденение Hg, Sb, As и других металлов.

Как изучение геологического строения и вещественного состава гипербазитов Севанского хребта, так и ознакомление с обширной литературой по альпинотипным гипербазитам позволяют наметить некоторые наиболее важные черты условий их кристаллизации и послепостинтрузивной эволюции:

1. Наиболее широко распространенная геологическая позиция альпинотипных гипербазитов—тесная ассоциация со спилит-диабазовыми и радиоляритовыми толщами—штейнмановская «троица». Эта ассоциация закономерна и выделяется как в альпийских, так и в более древних складчатых поясах в качестве «офиолитовой серии» [6]; при этом последовательность формирования пород совершенно определенная: спилит-диабазовые толщи—гипербазиты—габброиды. В составе последних участвуют и мелкие тела ультраосновных пород, среди которых перидотиты и пироксениты геохимически четко отличаются от альпинотипных гипербазитов [14].

Геологические данные показывают, что комплекс пород офиолитовых серий, включая и гипербазиты, формировался в приповерхностных усло-

виях в глубоководных троговых структурах, приуроченных к региональным зонам глубинных разломов [2, 24]. При этом отсутствие контактового воздействия гипербазитов на вмещающие породы офиолитовых серий, их интенсивная серпентинизация позволяют предполагать низкотемпературное состояние внедрившегося ультраосновного материала. Особенности строения гипербазитовых тел и их взаимоотношения с вмещающими вулканогенными (реже терригенными) толщами (отсутствие контактовых ореолов, катаклазированность первичных минералов, расщепление контактовых зон и т. д.) свидетельствуют о том, что в верхних структурных этажах гипербазиты являются аллохтонными образованиями.

2. Наряду с этим известны случаи залегания массивов альпинотипных гипербазитов в глубинных, абиссальных условиях [11, 36], главным образом в породах метаморфического основания геосинклинали. Такие «внеофиолитовые» массивы гипербазитов, обычно обладающие крупными размерами, часто окружены высокотемпературным контактовым ореолом [29, 32]; метаморфическое воздействие ультраосновных интрузий имеет прогрессивный характер по отношению к вмещающим толщам. Наряду с однородностью состава в целом, глубинные массивы гипербазитов (так же, как и многие массивы офиолитовых ассоциаций) обладают некоторой дифференциацией с образованием дунитового ядра и перидотитовой краевой зоны. В отдельных случаях петрографически однородные гипербазитовые массивы обладают «скрытой» дифференциацией, обнаруживаемой при изучении состава хромшпинелидов [33].

Особенности строения многих абиссальных гипербазитовых массивов, наличие высокотемпературного контактового воздействия на вмещающие породы позволяют рассматривать их в ряде случаев как продукты кристаллизации магмы *in situ*. Подобные массивы имеют определенное развитие в Средиземноморской складчатой области; интересно отметить, что многочисленные факты аллохтонности гипербазитов в мезозойских геосинклинальных отложениях Балкан и Малой Азии и интрузивных взаимоотношений их с породами метаморфического основания этих регионов привели Г. Хисслайтнера [31] к выводу о палеозойском возрасте ультраосновных пород Средиземноморской области (а возможно, как пишет указанный автор, и всего мира).

3. Детальные петрографические исследования неизбежно приводят к выводу о магматическом происхождении альпинотипных гипербазитов. Об этом свидетельствует выдержанность соотношений между главными породообразующими минералами [10], а также гиллиноморфнозернистые и пойкилитовые структуры перидотитов.

Составы, соответствующие гарцбургитам альпинотипных массивов, располагаются в том поле диаграммы системы $MgO-FeO-SiO_2$ [22], где первой кристаллизующейся фазой является оливин, а пироксен плавится неконгруэнтно, т. е. весь он кристаллизуется за счет реакции оливина с остаточной жидкостью. Отсутствие у оливина характерных кристаллографических ограничений в контактах с ромбическим пироксеном, сглаженность, округлость оливиновых кристаллов (при несомненно более

позднем выделении пироксена) полностью соответствуют указанному ходу кристаллизации перидотитов. Вместе с тем это обстоятельство позволяет приблизительно оценить глубину формирования гипербазитов: согласно экспериментальным данным [23], породы, образование которых связано с реакцией оливин-жидкость, кристаллизовались при давлениях ниже 5,4 кбар (что соответствует глубинам не более 20 км).

По данным Н. Л. Боуэна и Дж. Ф. Шерера [22], кристаллизация расплавов гарцбургитового состава должна завершиться при температурах порядка 1500°. Оценка температуры кристаллизации перидотитов Севанского хребта по распределению Mg и Fe в сосуществующих оливинах и ортопироксенах по методу П. Бартоломе [21] показывает величины порядка 1400° (в одном случае 1100—1330°); такие же температуры кристаллизации указываются для перидотитов других регионов [16, 39].

4. Минеральный парагенезис альпинотипных гипербазитов свидетельствует в пользу их кристаллизации в условиях повышенного давления [5, 28]; показателем этого является постоянная ассоциация пироксенов со шпинелью (хромшпинелидом), хотя рассматриваемые породы содержат достаточно Ca и Al для кристаллизации плагиоклаза. [5]. Экспериментальное изучение системы форстерит-диопсид-анортит-SiO₂ показало, что ассоциация оливин—анортит устойчива при низком давлении, тогда как переход к парагенезису диопсид-энстатит-шпинель требует высокого давления [15]. О кристаллизации гипербазитов в условиях повышенных давлений свидетельствует обогащенность энстатитов глиноземом. Согласно Д. Г. Грину [27], высокотемпературные энстатиты из перидотитов Тинаквилло (Венесуэла) и Лизард (Корнуолл) содержат до 6—6,5% Al₂O₃. Энстатит из перцолита Каранман-Зодского массива (Севанский хребет) содержит 6,5% Al₂O₃; пересчет этого анализа на минералы по методу, предлагаемому Х. Онуки [35], показал наличие в нем следующих молекул: CaFeAlSiO₆—2,2%, CaAl₂SiO₆—13,8%, CaSiO₃—3,2%, MgSiO₃—72,8%, FeSiO₃—8,0%. Высокое содержание молекулы Чермака (13,8%) свидетельствует также в пользу повышенного давления при кристаллизации рассматриваемой породы.

5. Важным петрогенетическим фактором, способствующим становлению гипербазитовых массивов, является серпентинизация. При попытке восстановления истории формирования офиолитов особое значение приобретают вопросы возраста серпентинизации, глубины протекания процесса и источника воды. Почти все исследователи сходятся на том, что внедрение и региональная серпентинизация гипербазитов не разорваны во времени (гальки ультраосновных пород в отложениях, формирующихся непосредственно после внедрения гипербазитов, представлены серпентинитами); в своем площадном развитии серпентинизация не проявляет связи с более поздними магматическими образованиями базальтоидного или гранитоидного происхождения. Все эти факты справедливы и для территории Севанского хребта. Это обстоятельство привело некоторых авторов к предположению об аутометасоматическом характере серпентинизации, которое, однако, совершенно не решает вопроса об источнике

воды. Экспериментально показано [1], что ультраосновные магмы не могут содержать сколько-нибудь значительных количеств воды. Вещественный состав гипербазитов — очень низкое отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ [26], отсутствие первичного магнетита, состав летучих компонентов [7] (наличие углеводородов, H и N, отсутствие H_2O и свободного кислорода), отсутствие Fe^{3+} в хромшпиннелидах [40] — свидетельствует об их кристаллизации в резко восстановительных условиях.

Значительно более обоснована широко распространенная точка зрения о поступлении воды при серпентинизации из вмещающей среды: она подкрепляется фактом существенного увеличения степени серпентинизации от абиссальных массивов альпинотипных гипербазитов, залегающих в метаморфических толщах, к гипербазитам офиолитовых ассоциаций, формирующихся в водонасыщенной обстановке [30]. Такой подход подразумевает в качестве серпентинизирующего агента главным образом морские воды [17], что подкрепляется не только ассоциацией альпинотипных гипербазитов с породами, формирующимися в глубоководных троговых структурах, но и геохимическими особенностями серпентинитов [18]. Соприкосновение интрузирующего ультраосновного материала с фреатическими водами может произойти на значительных глубинах, которых они могут достигнуть (уже в надкритическом состоянии), устремляясь вниз по ослабленным участкам зоны глубинного разлома, контролирующего внедрение гипербазитов. Глубина, на которой может начаться серпентинизация, приблизительно соответствует уровню изотерм $400\text{—}500^\circ$ [1, 20]: такие температуры могут существовать на глубинах 12—15 км, в условиях давления 3—4 кбар.

Очень важная геологическая роль серпентинизации заключается в том, что она способствует дальнейшему пластическому перемещению уже раскристаллизованной гипербазитовой массы [1, 34, 37], которое может начаться еще до серпентинизации в силу пластичности существенно оливиновых пород при давлениях, соответствующих глубинам порядка 15 км [12] при наличии бокового давления. Таким образом, создается «мост» между двумя крайними геолого-структурными позициями гипербазитов — абиссальными интрузиями в метаморфическом основании геосинклинали и приповерхностным залеганием серпентинизированных тел в офиолитовых ассоциациях.

6. Как подчеркивалось Х. Х. Хессом [19], помимо диапирового перемещения ультраосновных пород в глубинных условиях, имеет место перемещение блоков или чешуй серпентинитов, ограниченных разломами, в условиях небольших глубин. Многочисленные описания геологического строения поясов альпинотипных гипербазитов показывают, что блоковые движения в них развиваются в период постскладчатых сводово-глыбовых поднятий и осуществляются по нарушениям взбросового и надвигового типа. Прекрасные примеры подобных перемещений описаны для Калифорнии [38] и многих других мезо-кайнозойских складчатых систем; характерны они и для офиолитового пояса Малого Кавказа [13], где блоки

мезозойских (досенонских) офиолитов перемещены в более молодые отложения (вплоть до неогеновых).

Суммируя приведенные данные по геологическому строению и вещественному составу альпинотипных гипербазитов, можно выделить следующие главные этапы в истории их формирования:

а. *Интрузивный этап* — внедрение и кристаллизация в зоне глубинного разлома, в глубинных частях земной коры однородной гипербазитовой магмы гарцбургитового состава. Можно предполагать, что дифференциация и кристаллизация ультраосновной магмы имела место на глубинах 15—20 км, возможно, в области раздела Конрада или другого крупного несогласия. В пользу существования крупных масс гипербазитов в глубинных частях коры зон офиолитов свидетельствуют геофизические данные [4].

б. *«Протрузивный» этап* — пластический подъем гипербазитов вплоть до формирования приповерхностных офиолитовых ассоциаций при дальнейшем развитии глубинного разлома и перемещении деформаций в более верхние горизонты земной коры, в условиях интенсивного бокового давления; протрузивному перемещению гипербазитов в значительной мере способствует фреатическая серпентинизация.

Естественно, что синхронный с серпентинизацией подъем в условиях бокового давления захватывает не весь объем глубинных гипербазитов, а только отдельные массивы, предпочтительно расположенные на более высоких уровнях и первыми соприкасающиеся с водами. Такие тела гипербазитов, обволакиваясь серпентинитовой «рубашкой», а часто будучи нацело серпентинизированы, целиком перемещались в верхние структурные этажи, благодаря чему некоторые гипербазитовые массивы офиолитовых ассоциаций оставляют впечатление дифференцированных «на месте».

Геологическая позиция массивов альпинотипных гипербазитов позволяет считать, что послеинтрузивное «холодное» перемещение их следует непосредственно за формированием спилит-радиоляритовых комплексов на дне интрагеосинклинального прогиба, а иногда и синхронно с их образованием; эта последняя возможность отражена в «эффузивном» способе залегания некоторых серпентинитов Средиземноморского пояса [25].

Протрузивный этап завершается внедрением гипабиссальных габброидов и последующими складчатыми движениями, формирующими офиолитовую серию в виде структурного яруса [13].

в. *Блоковый этап* — постскладчатые дизъюнктивные нарушения, являющиеся отражением регенерированного глубинного разлома в верхних структурных ярусах, обуславливают блоковое строение и перемещение отдельных блоков по взбросовым и надвиговым зонам в более молодые отложения. Выделение и картирование участков гипербазитовых поясов, претерпевших постскладчатое блоковое перемещение, имеет определенное практическое значение, поскольку известна структурная приуроченность к таким участкам наложенной эпи- и телетермальной минерализа-

ции, среди проявлений которой наиболее существенное значение имеет оруденение ртути.

Следует отметить, что рассматриваемое перемещение блоков не может быть отождествлено с «протрузиями», как это делают А. Л. Кинипер и Ю. Л. Костянян [9], поскольку в строении таких блоков участвуют не только гипербазиты, но и все породы офиолитовой серии, а также метаморфические сланцы фундамента.

Производственный геологоразведочный трест
УЦМ СМ АрмССР

Поступила 18.V.1970

Ս. Ա. ՓԱԿԱՋՅԱՆ

ԱԼՊԻՆՈՏԻՊ ՀԻՊԵՐԲԱԶԻՏՆԵՐԻ ԿԱԶՄԱՎՈՐՄԱՆ ՓՈԻԼԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ալպինոտիպ հիպերբազիտների երկրաբանական կառուցվածքի և նրանց կազմության վերաբերյալ գրականության մեջ եղած տվյալները, ինչպես նաև Սևանա լեռնաշղթայի ուսումնասիրության ժամանակ ստացված արդյունքները հնարավորություն են տալիս այդ առաջացումների երկրաբանական դարգացման պատմությունը պատկերացնել հետևյալ կերպ.

1. Ինտրուզիվ փուլ—հիպերբազիտային մագմայի ներդրումն ու բյուրեղացումը երկրի կեղևի խորքային մասերում:

2. Պրոտրուզիվ փուլ—բյուրեղացած հիպերբազիտային զանգվածների սլաքատիկ շարժում, որը դյուրացվում է սերպենտինացման շնորհիվ, ընդհուպ մինչև երկրակեղևի մակերեսային տեղամասերը, որտեղ ձևավորվում են օֆիոլիտային համակարգությունները:

3. Բլոկային փուլ—հետծալքային, լեռնակազմական շրջանում առաջացած խոշոր բեկվածքներում օֆիոլիտների բլոկների տեղաշարժ դեպի ավելի երիտասարդ գոյացումները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. Сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». Изд. ИЛ, М., 1950.
2. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
3. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегун А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). Изд. «Митк», Ереван, 1968.
4. Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
5. Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов. Геология и геофизика, № 3, 1964.
6. Довгаль В. Н., Кузнецов Ю. А., Поляков Г. В. О принципах выделения и расчленения природных ассоциаций изверженных горных пород. Геология и геофизика, № 10, 1964.

7. Егоян В. Л., Хаин В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий : развитии земной коры ДАН СССР, т. ХСІ, № 4, 1953.
8. Жданов В. В. Некоторые вопросы формирования гипербазитовых поясов. Сов. геология, № 8, 1963.
9. Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.
10. Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. Геол. рудных месторождений, № 2, 1966.
11. Лебедев А. П. Закономерности развития ультраосновных и основных формаций на примере СССР «Магматизм и связь с ним полезн. ископ.». Тр. I Всес. петрогр. совещ. Изд. АН СССР, 1955.
12. Луцицкий И. В., Громин В. Е., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Изд. «Наука», Новосибирск, 1967.
13. Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967.
14. Паланджян С. А. Петрогенетические типы ультраосновных пород юго-восточной части Севанского хребта и их геохимические особенности. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1969.
15. Ротштейн А. А. Магматические фации ультраосновных изверженных пород толейитовой серии. Изд. АН СССР, 1962.
16. Рудник Г. Б. Петрогенезис Нуралинского гипербазитового массива на Южном Урале. Автореферат диссертации. МГУ, М., 1966.
17. Соболев Н. Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VI, Изд. АН СССР, 1962.
18. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, 1961.
19. Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. Сб. «Земная кора». Изд. ИЛ, 1957.
20. Хитаров Н. И., Леонидов В. Я., Пугин В. А. Процесс серпентинизации и связанные с ним вопросы. Сб. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндог. минералообр.», «Наука», Л., 1967.
21. Bartholome F. L'Interpretation petrogenetique des associations d'olivine et d'orthopyroxene. Societe Geologique de Belgique, Annales. T. 83, Bulletin № 6—10, 1960.
22. Bowen N. L., Schairer J. F. The System $MgO-FeO-SiO_2$. Amer. Journ. Sci. Vol. 229, 1935.
23. Boyd F. R., England J. L., Davis B. T. C. Effect of pressure on the Melting and Polymorphism of Enstatite, $MgSiO_3$. Geophys. Res., 69, № 10, 1964.
24. Brinkmann R. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geologica et Palaeontologica, 2, 1968.
25. Gansser A. Ausseralpine Ophiolithprobleme. Eclogae geol. helv. 52, № 2, 1959.
26. Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.
27. Green D. H. Alumina Content of Enstatite a Venezuelan High-Temperature Peridotite. Geol. Soc. America Bull., vol. 74, № 11, 1963.
28. Green D. H. The petrogenesis of the High-Temperature Peridotite Intrusion in the Lizard Area, Cornwall. J. Petrology. 5. № 1, 1964.
29. Green D. H. The Metamorphic Aureole of the Peridotite at the Lizard, Cornwall. J. Geol., 72, № 5, 1964.
30. Hess H. H. A Primary Peridotite Magma. Amer. J. Sci., vol. 35, № 209, 1938.
31. Hieseler G. Serpentin- und Chloritgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jahrb. der. Geol. Bundesanst. 1951/52.

32. *Irvine T. N.* Petrological Studies of ultramafic Rocks, Aiken Lake and McConnel Creek Areas, Cassler Districk. Paper Geol. Surv. Canada. № 1, 1966.
33. *MacGregor J. D. Smith C. H.* The Use of Chrome Spinel in Petrographic Studies of Ultramafic Intrusions. Canad. Miner., Part. 3, 1963.
34. *Milovanovic B. and Karamata S.* Über den Diapirismus serpentinscher Masse Reports of the 21-st Session Intern. Geol. Congr., p. XVIII, Copenhagen, 1960.
35. *Onuki H.* Petrochemical Research on the Horoman and Miyamori Ultramafic Intrusives Northern Japan. The Sci. Rep. of the Tohoku Univ. Third series (mineral, petrogr. and econ. geol.), vol. IX, № 2, 1965.
36. *Petrascheck W. E.* Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpino-ty-pen Bereich. Geol. Rundschau, B. 48, 1959.
37. *Raleigh C. B., Paterson M. S.* Experimental Deformation of Serpentine and its Tectonic Implications. J. Geophys. Res., 70, № 16, 1965.
38. *Taliaferro M. L.* Franciscan-Knoxville Problem, Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., v. 27, № 2, 1943.
39. *E. den Tex.* Gefügekundliche und geothermometrische Hinweise auf die tiefe, exogene Herkunft lherzolithischer Knollen aus Basaltaven. Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 9/10, 1963.
40. *Weiser Th.* Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde über die Zusammensetzung von Chromiten. Neues Jahrb. Miner. Abhandl., 107, № 2, 1967.