

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ АЛАВЕРДСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

© 2008 г. Г. А. Туманян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hakhleon@sci.am
Поступила в редакцию 25.09.2007 г.

Алавердский антиклинорий Сомхето-Карабахской мезозойской островодужной системы (ОДС) СЗ простирания развивался на гетерогенном домезозойском основании коры Транскавказской разломной зоны СВ простирания, путем перестраивания СВ и СЗ структурных планов. Результатом развития колебательных тектонических движений различных порядков является чередование свит-толщ (формаций), формационных рядов (структурные ярусы J_1 - J_2b_1 , J_2b_2 - K_1 , K_1alb - R_1), комплексов формационных рядов (структурные этажи J_1 - R_1 , R_2 - N_1^1 , N_1^2 - Q). Оно сопровождалось переходом начальных и переходных (J_1 - J_2a_1 , J_2a_2 - b_1) энсиматических и энсиматически-энсиалических ОД формаций мафически-симатических и салического тектонических блоков метаморфического основания коры к единым энсиалическим ОД (J_2b_2 - bt , K_1alb - K_2sn_1), стабилизационным (J_2k - J_3o , K_2sn_2) и коллизионным (K_1 , R_1 , R_2 - N_1^1) формациям. На границах Сомхето-Карабахской антиклинорной (мезозойской ОДС) и Куринской (мезозойский глубоководный желоб), Севанской палеогеновых синклинозных зон образовались переходные ОДС (K_2s - st_1) – глубоководный желоб и формации окраинных морей континентов.

Интеграция данных геологического картирования, космоаэрофотогеологии, геофизики (Туманян, Акопян, 1974; Туманян, 1983, 1988, 2000; Туманян, Григорян, 2002) и проведенного структурно-формационного анализа на основе осадочно-вулканогенного ритма, а также примененного трехмерного метода графического сопоставления полученных результатов послужила основанием по-новому представить особенности геодинамических обстановок формирования Алавердского антиклинория Сомхето-Карабахской островодужной системы.

В основе геодинамических построений отмеченной мезозойской ОДС лежит концепция, согласно которой к концу мела – началу палеогена произошло "поглощение" океанической коры Мезотетиса, ныне выраженное Североанатолийско-Малокавказско-Южнокаспийской офиолитовой зоной (Адамия и др., 1986; Джрбашян и др., 1996; Засеев, Абрамович, 1993; Зоненшайн и др., 1990; Книппер и др., 1987; Хаин, 1975). Закрывание Мезотетиса происходило в результате двухсторонней субдукции – под Закавказскую дугу на севере и под Иранскую микроплиту на юге (Хаин, 1975), или функционировала одна зона субдукции, погружающаяся в северном (Агамалян, 1983; Адамия и др., 1986; Засеев, Абрамович, 1993; Зоненшайн и др., 1990; Книппер и др., 1987) или в южном (Мошашвили, 1982) направлениях. При этом, примыкающую к Сомхето-Карабахской ОДС Куринскую межгорную впадину выделяют, как унаследованный прогиб на месте тылового моря (Адамия и др., 1986) или ОД, развитую на гетерогенной коре (Мошашвили, 1982). Субдукция также принимается по полосе Ахалкалакского, Гегамского, Сюникского нагорий (Короновский и др., 1999).

Выделяются разделенные вышеуказанным офиолитовым швом-палеорифтом (Асланян, Сатиан, 1982; Ломизе, 1987) Закавказская и Армянская мегазоны (Баженов и др., 1981), основанием которых являются реликты окраины Аравийской и Евразийской платформ (Габриелян и др., 1981;

Пейве и др., 1984). Понтийско-Закавказская мезозойская ОДС развивалась в пределах активной континентальной окраины Евразии (Агамалян, 1983; Адамия и др., 1977; Гамкрелидзе, 1984; Ломизе, 1987).

На границе замыкающего бассейна Палеотетиса на севере и открывающегося Мезотетиса на юге выделяется Закавказско-Анатолийско-Иранский микроконтинент (Белов и др., 1982).

Сомхето-Карабахская зона по составу вулканитов соответствует примитивным ОД тихоокеанского типа (Джрбашян и др., 1996; Магакян и др., 1985), интрузии имеют мафически-переходную природу (Мелконян, Гукасян, 2004).

По комплексной геофизической модели (Бурьянов и др., 1979) кора Малого Кавказа гетерогенная.

Основными причинами отмеченных противоречивых взглядов являются, по-видимому, сложности, связанные как с разноплановыми развитиями мезозойского складчатого комплекса и гетерогенного основания коры (Соллогуб и др., 1984; Туманян и др., 2000, 2002), так и с очень слабой обнаженностью основания коры и пород начальных стадий развития подвижных зон. В таких условиях применение методов, основанных на мелкомасштабной точечной информации, без среднемасштабного структурно-формационного анализа и картирования, затрудняет геодинамические реконструкции. Без выяснения особенностей разноплановых структур складчатого комплекса и метаморфического основания коры, хотя бы в узловых участках, большинство вопросов геодинамической реконструкции (Геодинамический анализ, 1989) также не может решаться однозначно.

Кроме того, описание геологической структуры только с помощью крупномасштабных понятий «пачка», «свита», «толща» (Геол. форм., 1982) и мелкомасштабных «мегакомплекс» (Богданов, 1963), «структурный и геодинамический комплекс» (Богданов, 1963; Геодинамический анализ., 1989), «континентальная и океаническая кора» (Пейве

и др., 1984), без средне-крупномасштабного структурно-формационного анализа, не представляется возможным. При этом, структурные подразделения на тектонических картах по масштабу и в отношении терминологии также пока недостаточно систематизированы (Богданов, 1963; Габриелян и др., 1981; Туманян, Григорян, 2002). Целесообразно по степени генерализации структурный подэтаж (Богданов, 1963) выделить в качестве среднемасштабного структурного яруса и подъяруса, а структурный этаж А.А.Богданова (1963) – в качестве средне-мелкомасштабного (переходного) структурного этажа (Геол. словарь..., 1973, с.284; табл.1 настоящей статьи).

Блоковое строение Алавердского антиклинория, расположенного в тектоническом узле Транскавказской поперечной – СВ и Сомхето-Карабахской продольной – СЗ зон, описано ранее (Туманян, Григорян, 2002). В данной статье рассмотрены вопросы классификации структур по типам складчатости, формационному анализу на основе парагенезиса терригенных свит – вулканогенных толщ и их циклического чередования, а также классификации формаций по условиям геодинамических обстановок и интерпретации данных геологии, геофизики, космоаэрофотогеологии. Полученные результаты геологического картирования (1994г., Геол. фонд РА) и тематических исследований по геодинамическому картированию (2002г., библ. ИГН НАН, РА) обобщены как новые представления о блоковом строении основания коры и условиях геодинамического режима рассматриваемого региона.

Основные черты геологической структуры Алавердского антиклинория

Сомхето-Карабахская мезозойская антиклинорная зона на СЗ представлена Локским, Алавердским и Бердским антиклинорными блоками СЗ-ЮВ простирания, правосдвигово-перемещенными по Арманис-Привольное-Ходжорни-Баграташенскому и Ревазлинскому поперечным (СВ-ЮЗ) разломам. В результате многостадийного (J_2b_1 , J_3km-K_1 , ρ) развития отмеченные и сопровождающие их системы разломов выражены Лалвар-Баграташенской и Иджеванской грабен-синклиналями СВ-ЮЗ простирания (рис.1) (Туманян, 1983; Туманян, Григорян, 2002).

Алавердский мезозойский, дугообразно вогнутый на юге, асимметричный СЗ-ЮВ (от 270° до 300°) простирания антиклинорий, в своде шириной 10-30км, представлен двумя, в основном конседиментационными (гг. Мерк-Чатин-Дарк, $J_{1,2}$ и сс. Баганис-Кохб-Айрум, $J_3-K_2sn_1$) антиклиналями и разделяющей их пологой синклиналеобразной структурой. Крылья антиклинория падают на СВ $10-25^\circ$ и ЮЗ $20-40^\circ$, шириной 24 и 16км. ЮЗ крыло осложнено СВ-ым взбросом.

В пределах антиклинория также развиты поперечные (СВ-ЮЗ) приразломные, правосдвигово-кулисообразно расположенные Санаин-Айрумская, Карнут-Котигехская антиклинали и Гугаркская синклиналь (рис.1) (Туманян, 1983, 2000; Туманян, Григорян, 2002).

Куринская $Mz-\rho-N$ -ая и Севанская ρ -ая синк-

линорные зоны, трансгрессивно перекрывая Сомхето-Карабахскую зону, прослеживаются в направлениях СЗ 315° , 335° .

Глубинные разломы основания коры и верхней мантии региона также представлены указанными продольными и поперечными системами, соответственно СЗ-корового (PR) и СВ-верхнемантийного (AR) заложений (Соллогуб и др., 1984).

Агстевский, Гугаркский и Дебедский блоки фундамента коры Алавердского антиклинория в образованиях мезозоя выделяются по типам поперечной (СВ-ЮЗ) складчатости, характеру магматизма, данным геофизики и ландшафтного дешифрирования космофотоснимков. Они разграничены по разломам СВ-ЮЗ простирания, которые в образованиях мезозоя представлены многостадийно – разнохарактерно развитыми сбросо-сдвигово-взбросами, с убывающими снизу-вверх амплитудами смещения, а в образованиях ρ – в основном «скрытыми» разрывами и зонами развития тектонических трещин (рис.1) (Туманян, 1988, Туманян, Григорян, 2002).

Дебедский и Агстевский тектонические блоки в основном ограничиваются линейными сдвигово-взбросами, сжатыми крутопадающими, местами опрокинутыми складками и характеризуются аэровысотными магнитными положительными (+1-+5, 0-+3) и гравитационными относительно отрицательными (-10 -28, -15--25) аномалиями. Гугаркский блок и Локский антиклинорий выражены преимущественно складчато-глыбовыми структурами и приразломными широкими зонами раздробленных пород. Гугаркский блок характеризуется аэровысотными магнитными и гравиметрическими аномалиями со значениями -1-+2 и 0- -15 (Туманян, Григорян, 2002).

В пределах Гугаркского блока геолого-геофизическими исследованиями Г.А.Туманяном, В.О.Яникяном и И.Б.Осиповой в 1984г. зафиксировано гранитно-метаморфическое основание коры, небольшой интенсивно тектонизированный выход которого также отмечен в зоне Ноемберян-Кохбского разлома (рис.1).

Магматические образования, описанные (известные) в пределах указанных блоков, характеризуются для Дебедского переходом от основных к кислым, для Гугаркского – средним и для Агстевского – переходом от основных к субщелочным составам (табл.1).

Отмеченные различия, при доминирующем значении базиса коры, показывают, что складчатый комплекс Алавердского антиклинория развивался на салическом Гугаркском, мафическим-симатическом Дебедском и рифтогенно-симатическом Агстевском блоках основания коры СВ-ЮЗ простирания (рис.1) (Туманян, Григорян, 2002).

Геологические формации и структурные ярусы $J-\rho$ структурного этажа

Цикличность разного порядка, чередование слоев, пачек, свит-толщ, рядов отмеченных ритмов, их комплексов и т.д. наблюдаются в строении стратиграфических разрезов Алавердского антиклинория.



Рис 1. Структурно-формационная карта Алавердского антиклинория. Схематизированная, Г А Туманян, 2007г.
 Условные обозначения: 1. Q – Озерно-континентальные отложения; N_2^3-Q – Базальты, долериты, трахидолериты, озерно-речные отложения; 2. P_2 – Флишевая туфо алевро-песчано-конгломератовая, андезит-базальтовая формация. 3. $K_1,alb-P_2$ структурный ярус: структурные изогипсы основания K_2,sn_2-P_2 , K_2,k_2-st , $K_1,alb-K_2,k_1$ структурных подъярусов, проведенные по основаниям слоисто-известняковой (K_2,sn_2), флишеподобной туфо-песчано-конгломератовой, базальт-дацитовой (K_2,k_2-st), вулканомиктовой туфо-песчано-конгломератовой, базальт-андезитовой ($K_1,alb-K_2,k_1$) формаций; 4. J_2,b_2-K_1,pk структурный ярус: структурные изогипсы основания $J_2,k-K_1,pk$, J_2,b_2-bt структурных подъярусов, по основаниям вулканомиктовой известково-песчаной – андезит-базальтовой ($J_2,k-J_2,o$) и флишеподобной вулканомиктовой карбонатно-алевро-песчаной (J_2,b_2-bt) формаций; 5. J_1-J_2,b структурный ярус: структурные изогипсы основания J_2,a_2-b_1 и J_1-J_2,a структурных подъярусов, проведенные по основаниям базальт-андезитовой (Дебедский, Агстевский блоки), дацит-риодацитовой (Гугаркский блок) и базальт-андезитовой (Дебедский блок), базальт-трахиандезитовой (Агстевский блок), базальт-андезитовой—кремнисто-туффитовой (радиоляритовой) (Гугаркский блок) формаций; 6. Домезозойский структурный ярус: габбро-амфиболитовая-габбро-диоритовая (а) гранит-метаморфическая (б) формации; 7. а) Кохб-Шнохская интрузия: Q_2P_2 K_1,pk габбро-плагиогранитовая, ub $J_2,km-K_2,k_1$ тоналит-гранодиоритовая, $vudQ_2$ дайковая-малоинтрузивная габбро-гранодиоритовая формации; б) Ахпатская интрузия – P_2J_2,bt плагиогранитовая формация; 8. Разрывные нарушения: а) Граница Куринской синклинойной зоны и Алавердского антиклинория по космическим изображениям; б) Коровые СЗ-ЮВ простирания первых порядков, в) Верхнемантийные (скрытые)-приграничные Бердского, Алавердского, Локского антиклинориев, а также блоков основания коры СВ-ЮЗ простирания внутри Алавердского антиклинория, г) Вторых порядков, д) Дугообразные разрывы, прослеженные и предполагаемые. 9. I, II, III: Дебедский, Гугаркский и Агстевский блоки основания коры.

Геологические формации, подъярусы и ярусы нижнеальпийского ($J-Q_1$) структурного этажа Алавердского антиклинория и их геодинамические обстановки формирования

| Дебедский блок: структурные ярусы, подъярусы, формации, субформации | Геодинамическая обстановка форм. | Гугаркский блок: структурные ярусы, подъярусы, формации, субформации. | Геодин. обста новка форм. | Агстевский блок: структ. ярус, подъярусы, форма- ции, субформации | Геодинам. обст. форм. |
|---|---|--|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| <p>1. До $Mz-J_1$ ярус Формация: смешанная габбро-амфиболитовая — габбро-диоритовая габбро, габбро-диориты, роговики, скарноиды, амфиболиты, амфибол-кварц-биотитовые сланцы, кв диориты, габбро-диабазы (скв. №№34, 35 Кохб-Бовер, №№39, 41-Цахкашат и на естествен. выходах).</p> | <p>Переходная океаническая кора — ОД (ранняя стадия развития ОД)</p> | <p>1. До Mz_1 ярус Формация: гранит-метаморфическая. Кварц-сланцистые сланцы в зоне Ноемберян-Кохбского разлома (ест. обн. и скв. №6-Ноемберян), также выделены в основании коры по геолого-геофизическим данным.</p> | <p>Кора континентального типа</p> | <p>1. До $Mz-J_1$ ярус Формация: габбро-диоритовая В 2км южнее церкви Киранц в основании юры подсечены габбро (пренититированное) (бур скв. №7-Карахан, интервал 349-415м).</p> | <p>Энсиматическая ОД</p> |
| <p>2. $J_1-J_2b_1$ структур. ярус 2.1. $J_1-J_2 a_1$ подъярус Формация: базальт-андезитовая Субформации: а) Натриевых базальтов: метадиабазы, амфиболиты. Зеленокаменное изменение: амфибол-альбит-эпидотовая (скв. №1-Санаин, 780-1100м) б) Базальт-андезитовая: перемежающиеся диабазы, спилиты, андезит-базальты, кв. диорит-порфириды. Зеленокаменное изменение: уралит, хлорит (скв. №1-Санаин, 340-780м).</p> | <p>Энсиматические ОД на ранней стадии развития</p> | <p>2. $J_1-J_2b_1$ структур. ярус 2.1. $J_1-J_2 a_1$ подъярус Формация: смешанная базальт-андезитовая и кремнисто-туффитовая: толситовые базальты со спилитовой структурой и с прослоями яшмоидов, кремнисто-глинистых туфопелитов (радиоляриевые слои) (скв. №3 — Саркут, 216-235м). Аналогичные вскрыты скв. №17-В. Ахтала, 173-275м. Здесь (скв. 3) обнаружены (Г.А.Туманян, Л.С.Чолахян в 1982г.) и выделены (Вишневецкая, Чолахян, 1990) плинсбах-тоарские кремнисто-туфопелитовые радиоляриевые слои.</p> | <p>Переходная энсил. ОДС-котловины окраинных морей континента</p> | <p>$J_1-J_2b_1$ структур. ярус 2.1. $J_1-J_2 a_1$ подъярус Формация: базальт-трахиандезитовая Субформации: а) Спилит-диабазовая: спилиты, диабазы, толситовые базальты чередующиеся с андезит-базальтами, андезитами, тефроидами (скв. №7-Карахан, 122-349м), б) Базальт-трахиандезитовая: базальты, трахиандезиты, андезиты, туфоаргиллиты, глинистые тефроиды (скв. 7, 27-122м), субшочные, км: альбит-хлорит-уралит.</p> | <p>Энсиматическая ОД Периферии рифтов</p> |
| <p>2.2. $J_2a_2-b_1$ подъярус Формация: базальт-риолитовая. Субформации: а) Базальт-андезитовая (дебедская свита) 350м: конгломераты, тефроиды, гналокластиты, базальты, андезит-базальты, андезиты, лавокластиты с прослоями песчаников, туфов, известковых песчаников (скв. №1, 27-340м). Изм. фации: хлорит-эпидот-альбит-неолит-кварц-карбонат. б) Андезит-риолитовая (кошабердская свита), 770м: лавокластиты, туфолавы, агломераты, игнимбриты, аргиллиты, глинистые туффиты. Изм.: хлорит, гидрослюда, глыбе минералы, гидрокислы железа. в) Плагиогранитовая ($J_2bt?$) и габбро-диабазовая ($J_2b_1?$) смешанная параллельных даек в ассоц. пикритов и пироксенитов.</p> | <p>Энсиматические ОД Энсилатические ОД Фронтальные части зон субдукции или внутридуговой рифтогенез</p> | <p>2.2. $J_2a_2-b_1$ подъярус Формация: дацит-риодацитовая: чередующиеся дациты, риодациты, туфолавы, туфогенные песчаники. Видимая мощность 200м.</p> | <p>Энсилатические ОД</p> | <p>2.2. $J_2a_2-b_1$ подъярус Формация: андезит-базальтовая Субформации: а) Базальт-андезитовая базальтоиды и их лавокластиты с прослоями песчаников, известковых песчаников, туфов. Зеленокаменное изм. фации: хлорит-эпидот-альбит. б) Андезитовая лавоширокластиты андезитов и андезитодацитов. Новообразование низкотемпературной пропилитизации: хлорит и гидрослюдисто-глинистые минералы.</p> | <p>Энсиматические ОД Энсилатические ОД</p> |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|---|--|--|--|---|
| <p><u>3. J₂t₂-K₁pk ярус</u> <u>3.1. J₂t₂-bt подъярус</u> Формация: флишеподобная, вулканомиктовая карбонатно-алевро-песчаная Субформации: а) Вулканомиктовая карбонатно-алевропесчаная, 150-500м б) Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая, 550м в) Андезитовая, 200м</p> | Энсиалические ОД | <p><u>3. J₂b₂-K₁pk ярус</u> <u>3.1. J₂b₂-bt подъярус</u> Формация: флишеподобная, вулканомиктовая, карбонатно-алевро-песчаная Субформации: а) Алевро-песчаная, карбонатная б) Кремнисто-глинистая (яшмовая) 190-300м в) Граувакковая, 150-500м г) Базальт-риолитовая, 200м</p> | Переходные Энсиалические ОД – глубоководный желоб | <p><u>3. J₂b₂-K₁pk ярус</u> <u>3.1. J₂b₂-bt подъярус</u> Формация: флишевая, вулканомиктовая, карбонатно-алевро-песчаная а) Флишевая карбонатно-алевро-песчаная, 210-350м б) Вулканомиктовая, туфо-песчано-конгломератовая, 370м в) Андезит-риолитовая, 750-800м</p> | Энсиалические ОД (а,в) Фронт. части зрелых ОД (б) |
| <p><u>3.2. J₂c₂-I₂o₁ подъярус</u> Формация: вулканомиктовая, известково-песчаная, 300м</p> <p><u>3.3. J₂o₂ подъярус</u> Формация: рифовая, кремнисто-известняково-песчаная, 60-100м</p> | Энсиалические ОД Котловины окраинных морей | <p><u>3.2. J₂k₂-I₂o₁ подъярус</u> Формация: терригенно-вулканогенная Субформации: а) Вулканомиктовая, туфо-известково-песчано-конгломератовая, 1100-1500м; б) Андезито-базальтовая, 230м</p> <p><u>J₂o₂ подъярус</u> Формация: рифовая, кремнисто-известково-туфопесчаная 300м</p> | Энсиалические ОД Котловины окраинных морей ОД | <p><u>3.2. J₂k₂-I₂o₁ подъярус</u> Формация: терригенно-карбонатно-вулканогенная; Субформации: а) Туфо-брекчиево-известково-песчано-конгломератовая 300м б) Базальт-андезитовая, 270-1000м; <u>J₂o₂ подъярус</u> Карбонатно-рифовая, известково-доломитовая, 350м</p> | Энсиалические ОД Возвышенности ложа океана |
| <p><u>3.4. J₂km-K₁pk подъярус</u> Формация: габбро-плагиогранитовая</p> | Коллизионная ? | <p><u>3.4. J₂km-K₁pk подъярус</u> Формация: Габбро-плагиогранитовая</p> | Коллизионная ? | <p><u>3.4. J₂km-K₁pk подъярус</u> туфо-песчано-конгломератовая, андезитовая, J₂km-п 40-130м</p> | Энсиалические ОД ? |
| <p><u>4. K₁alb₂-P₁ ярус</u> ЮЗ крыло: отложения K₂ размывы до трансгрессии P₂</p> | | <p><u>4. K₁alb₂-P₁ ярус</u> ЮЗ крыло: Формация: вулканомиктовая, туфо-алевро-песчаная, K₁alb₂-K₂st, до 200м</p> | Окраинные моря континентов | <p><u>4. K₁alb₂-P₁ ярус</u> ЮЗ крыло Формация: туфо-алевро-песчаная, вулканомиктовая, K₁alb₂-K₂st, до 200м</p> | Окраинные моря континентов |
| <p><u>4.1. K₁lb₂-K₂k₁ СВ крыло</u> Подъярус Формация K₂s-k₁: Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая, базальт-андезитовая субформации: а) Вулканомиктовая, карбонатно-туфопесчано-конгломератовая K₂s-t₁, 450м, б) Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая, базальт-андезитовая, K₂t₂-k₁, 620м; в) Тоналит-гранодиоритовая, J₂km - K₂k₁</p> | Переходные энсиал. ОД – глубоководный желоб (а,б) | <p><u>4.1. K₁alb₂-K₂k₁ подъярус</u> Формация K₁alb₂-K₂k₁: Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая, андезитовая субформации а) Туфо-песчано-конгломератовая, K₁alb-K₂t₁, 450-600м, б) Вулканомиктовая, туфо-песчано-конгломератовая, андезитовая, K₂t₂-k₁, 800-950м, в) Тоналит-гранодиоритовая, J₂km-K₂k₁</p> | Переходные энсиалические ОД? глубоководный желоб (а,б) | <p><u>4.1. K₁alb₂-K₂k₁ подъярус</u> Формация: Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая K₁alb₂-K₂k₁: Субформации: а) Вулканомиктовая карбонатно-алевро-песчаная, K₁alb₂-K₂t₁, 155м б) Карбонатно-вулканомиктовая, K₂t₂-k₁.</p> | Переходные энсиалические ОД? Глубоководный желоб |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|---|--|---|--|---|
| <p><u>4.2. K₂k₂-st</u> подъярус Формация <u>флишеподобная туфо-песчано-конгломератовая, базальт-дацитовая,</u> K₂k₂-st₁ субформации: а) Вулканомиктовая, туфо-песчано-конгломератовая, базальт-андезитовая, K₂k₂, 570-610м в) Вулканомиктовая, карбонатно-алевро-песчаная, андезит-дацитовая, K₂st₁, 100-310м</p> | <p>Переходные энсиалические ОДС? глубоко-водный желоб</p> | <p><u>4.2. K₂k₂-st</u> подъярус Формация <u>флишеподобная карбонатно-туфо-песчано-конгломератовая K₂k₂-st₁</u> <u>Субформации</u> а) Смешанная флишевая, карбонатно-алевро-песчаная и туфо-песчано-конгломератовая, K₂k₂, 120-500м б) Карбонатно-глинисто-кремнисто-песчаная, ?₂st₁, 70-1000м</p> | <p>Переходные энсиалические ОД глубоко-водный желоб</p> | <p><u>4.2. K₂k₂-st</u> подъярус Формации: Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая – базальт-андезитовая K₂k₂-st₁, 750-780м</p> | <p>Переходные энсиалические ОД – глубоко-водный желоб</p> |
| <p><u>Карбонатно-вулканокластическая-андезит-дацитовая,</u> K₂st₂, 190-275м</p> | <p>Возвышенности ложа океана</p> | <p><u>Карбонатно-вулканокластическая – андезит-дацитовая,</u> K₂st₂, 300м</p> | <p>Возвышенности ложа океана</p> | <p><u>Карбонатно-вулканокластическая, K₂st₂, 270м,</u> <u>Слоисто-известняковая,</u> K₂st₂, 100м</p> | <p>Возвышенности ложа океана</p> |
| <p><u>4.3. K₂sn₂</u> подъярус Формация: <u>слоисто-известняковая, глинистая,</u> K₂sn₂, 350м</p> | <p>Океан-желоб</p> | <p><u>4.3. K₂sn₂</u> подъярус Формация: <u>слоисто-известняковая, глинистая,</u> K₂sn₂, 325м</p> | <p>Океан-желоб</p> | <p><u>4.3. K₂sn₂</u> подъярус Формация: <u>слоисто-известняковая, глинистая, K₂sn₂,</u> 320м</p> | <p>Океан-желоб</p> |
| <p><u>4.4. P₁</u>-подъярус Формация <u>дайково-малоинтрузивно-субинтрузивная</u> а) Габбро-гранодиоритовая, б) Базальт-трахириолитовая</p> | <p>Коллизионная ?</p> | <p><u>4.4. P₁</u>-подъярус Формация: <u>дайково-малоинтрузивно-субинтрузивная</u> а) Габбро-гранодиоритовая б) Трахидацит-риолитовая</p> | <p>Коллизионная ?</p> | <p><u>4.4. P₁</u>-подъярус Формации: 1. Рифовая-известняковая, 100м 2. Субинтрузивно-дайковая: Базальт-андезитовая</p> | <p>Возвышенности ложа океана</p> |

Из них наиболее отчетливо выраженными ассоциациями пород, поддающимся геологическому картированию непосредственно в поле и отражающими качественные изменения колебательных тектонических движений, является осадочно-вулканогенный ритм (чередование осадочных – вулканогенно-осадочных, вулканогенно-осадочных – вулканогенных и осадочных – вулканогенных свит и толщ).

В основании юры отмеченная цикличность выражена сменой базальтоидов андезитами (см. табл. 1, J₁-J₂a₁) и андезит-риолитами (табл. 1, J₂a₂-b₁). Выше следует цикличное повторение осадочных и вулканогенно-осадочных свит, которые реже сменяются собственно вулканогенными толщами (табл. 1: J₂b₂-bt, J₂k, K₁al-K₂k₁), а также терригенными и известняковыми свитами (см. табл. 1: J₃o, K₂k₂-st₁, K₂sn₂-P₁).

Отмеченные тенденции чередования, т.е. сжатия-растяжения разных порядков соответствуют формациям и структурным подъярусам, ярусам, этапам (табл. 1, рис. 1).

Геологические формации выделены путем генерализации осадочно-вулканогенного ритма, а слагающие их свиты и толщи выделены в качестве субформаций.

Развитие формации, приведшей к частичной блоковой консолидации, с локальным перерывом

в осадконакоплении позволяет объединить их в J₁-J₂a₁, J₂a₂-b₁, J₂b₂-bt, J₂k-J₃o₁, J₃o₂, J₃km-K₁nk, K₁al₂-K₂k₁, K₂k₂-st, K₂km-m, P₁ структурные подъярусы.

Отмеченные ряды структурных подъярусов, представленных андезит-риолитовой (J₂b₁), грубослоисто-известково-доломитовой (J₃o₁) и слоисто-известняковой (K₂sn₂) формациями, до частичного или полного прекращения осадочно-вулканогенного ритма, т.е. стабилизации в различной степени дифференцированных тектонических движений, характеризуют завершающие стадии развития ранне (J₁-J₂b₁), средне (J₂b₂-K₁nk) – и поздне (K₁al-P₁) мезозойских структурных ярусов.

Период развития отмеченных структурных ярусов, приведших к стабилизации колебательных тектонических движений (K₂sn₂), к коллизии (P₁) и консолидации ОДС, выделен как нижнеальпийский (J-P₁) структурный этап.

Геодинамическая интерпретация формирования геологических формаций

Сравнение выделенных формаций (табл. 1) с данными таблиц 3.3 и 6.1, Геодинамических реконструкций (1989) и результатами геолого-структурных (Асланян, Сатян, 1982; Бурьянов и др.,

1979; Габриелян и др., 1981; Соллогуб и др., 1984; Тектоника Евразии, 1966; Туманян, 1983, 2000, Туманян, Григорян, 2002), петрохимических (Джрбашян, Гукасян, 1981; Джрбашян и др., 1996; Засеев, Абрамович, 1993; Меликсетян, 1997; Мелконян, Галоян, 2004; Мнацаканян, 1981; Туманян, Акопян, 1974), геохимических (Магакян и др., 1985; Мелконян и др., 2002) исследований Алавердского антиклинория и смежных структур позволяет предложить следующую схему геодинамического развития.

В пределах Дебедского мафически-симатического, Агстевского рифтогенно-симатического и Гугаркского салического тектонических блоков базиса коры Алавердского антиклинория (табл. 1) (Меликсетян, 1997; Туманян, Григорян, 2002) развиты домезозойские (!?) габбро-амфиболитовая -- габбро-диоритовая (смешанная), габбро-диоритовая и гранит-метаморфическая формации (табл. 1, п. 1). Соответственно, с ними сопоставляются нижнеюрские базальт-андезитовая, базальт-трахиандезитовая и смешанная базальт-андезитовая, кремнисто-туффитовая радиоляритовая -- J_1 формации (табл. 1, п. 2.1). Затем следуют последовательно дифференцированные среднеюрские ($J_2a_2-b_1$) базальт-риолитовая, базальт-андезитовая и риодацитовая формации (п. 2.2).

Вулканиты нижнеюрских базальт-андезитовых формаций отмеченных блоков, в основном, относятся к нормальному петрохимическому ряду ($Na_2O+K_2O=3,1-5,0\%$). При этом, для Дебедского блока характерна натриевая ($Na_2O/K_2O = 4,6-9,5$), для Гугаркского (скв. 3-г. Саркут) и приграничных с Агстевским (скв. 7-р. Карахан, у церкви Киранц) и Дебедского с Локским (скв. 17) блоками областей -- калиево-натриевая ($Na_2O/K_2O = 2,9-3,6$) серии. Базальтоиды Дебедского блока -- толеитовые, а Гугаркского и приграничных частей Дебедского (скв. 3, г. Саркут, скв. 17, В. Ахтала) -- известково-щелочные.

По обобщенным данным о Сомхето-Карабахской ОДС, петрохимический тип нижне-среднеюрских базальтов соответствует низкокальциевым, низкотитанистым толеитам и известково-щелочным базальтам примитивных ОД тихоокеанского типа (Джрбашян и др., 1996).

В пределах Дебедского и Агстевского блоков вулканиты базальт-андезитовой формации лейаса изменены до амфибол-альбит-эпидотовой фации метаморфизма. Они несогласно перекрыты образованиями базальт-риолитовой формации верхнего аялена-нижнего байоса, измененной в зеленокаменную хлорит-эпидот-альбит-цеолит-кварц-карбонатной ступени (пп. 2.1 и 2.2; рис 1).

Эти формации согласно Геодинамической реконструкции (1989) Л.П. Зоненшайн и др. (1990), А.Л. Книппер и др. (1987), А.В. Пейве и др. (1984) характеризуют как начально-раннюю ($J_1-J_2a_1 - J_2a_2-b_1$) переходную океаническую-энсиматическую ОД Дебедского блока, рифтогенную и переходную энсиматически-энсиалическую Агстевского блока, а для Гугаркского -- континентально-окраинную и энсиалическую стадии развития ОДС.

При этом, в начально-переходную ($J_1-J_2b_1$)

и раннезрелую (J_2b_2-bt) стадии интенсивного изменения структурного плана развития ОДС поперечные блоки основания коры активно взаимодействовали. Развитие у гор. Алаверди вышеотмеченной плагиогранитовой ($J_2bt?$) и габбро-диабазовой ($J_2b_1?$) смешанных формаций параллельных даек в ассоциации с пикритами и пироксенидами (табл. 1, п. 2.2, в), аналоги которых встречаются в зонах развития внутридугового рифтогенеза и в фронтальных частях зон субдукции (Геодин. реконстр., 1989), также подтверждает вышеотмеченное. Отсюда можно предполагать, что в начально-переходную стадию развития ОДС, на фоне общего СВ погружения, по Ягдан-Алаверди-Айрумской системе разломов произошло растяжение по центральной части, затем сжатие и погружение Дебедского мафического блока под окружающие Локский и Гугаркский салические блоки. Эти процессы привели к аномальной активизации магматизма и рудогенеза и к формированию-консолидации центральной части Алавердского рудного района. При этом приграничные части отмеченных блоков продолжали активно развиваться, по-видимому, погружаться под соседние салические блоки, также в зрелые и раннеколлизийные стадии развития ОДС. Эти явления сопровождались процессами складкообразования, многократным сокращением площадей отмеченных блоков и, местами, в их приграничных частях, смешиванием энсиматических и энсиалических формаций.

$J_2b_2-K_1pk, K_1alb_2-P_1$ мезозойские структурные ярусы, в основном представленные осадочными -- вулканогенно-осадочными формациями (табл. 1, пп. 3 и 4), отличаются отсутствием вулканогенных энсиматических формаций, со следами зеленокаменного изменения и характеризуются преобладанием энсиалических ОД флишеподобных формаций.

Выделяются нижнеюрская ($J_1-J_2a_1$) начальная энсиматическая и раннесреднеюрская ($J_2a_2-b_1$) энсиматически-энсиалическая переходные стадии. Затем следуют поздне-среднеюрско-нижнемеловая ($J_2b_2-K_1pk$) и верхнемеловая-палеоценовая ($K_1al_2-P_1$) зрелые стадии развития энсиалических флишеподобных формаций, отделенные кимбридж-неокомским региональным перерывом осадконакопления.

Для периодов зрелой ОДС (табл. 1, рис 1) выделяются верхнебайос-батская и альб-нижнесенонская стадии с образованием флишеподобных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, которые формировались в условиях чередования разного порядка близмеридионального сжатия-растяжения. Эти процессы сопровождались как относительными поднятиями свода антиклинория и подвижками на СВ (в сторону Куринской зоны) в виде вулканической гряды и вулканоплутонических сооружений, так и интенсивным прогибанием Куринской и, относительно слабее, Севанской синклинирных зон. Между интенсивностью указанных дифференцированных тектонических движений и масштабом проявления магматизма наблюдается прямая зависимость (Туманян, 1988). Она наглядно видна при сравнении верхнемеловых и средне-поздне-

юрских свит и толщ, а также интрузивных образований крыльев Алавердского антиклинория.

На северо-восточном крыле развиты резко изменчивые вулканомиктовая туфопесчано-конгломератовая формация верхнего байоса-бата и альба-нижнего коньяка и карбонатно-туфопесчано-конгломератовая флишеподобная формация турона-нижнего коньяка и верхнего коньяка-сантона (табл.1). Слагающие их вулканогенные толщи (субформации, табл.1, пп.3.1 в, 4.1.б, 4.2.а б) являются реперами перехода извержений подводного типа в субаэральный островной тип (Мнацаканян, 1981). Они, в основном, характеризуют переходные ОДС – глубоководный желоб. Например, мощности альб-нижнеконьякской вулканомиктовой туфопесчано-конгломератовой, базальт-андезитовой и верхнеконьяк-сантонской флишеподобной карбонатно-туфопесчано-конгломератовой формаций в пределах Агстевского, Дебедского, Гугаркского тектонических блоков увеличиваются в северо-восточном направлении в сторону Куринского мезозойского глубоководного желоба, соответственно варьируя в пределах 1175-1330, 3320-5125, 2130-2365 м (табл.1, рис.1).

По периферии юго-западного крыла Алавердского антиклинория, в пределах Агстевского и Гугаркского блоков (Дебедский блок перекрыт образованиями палеогена), в отличие от вышеприведенного, наблюдается обратное, в пределах интенсивно сжатой Гардманской и Цртакатарской синклиналей мощности альб-сантонской континентально-окраинной энциалической ОД туфо-алевро-песчаной вулканомиктовой формации (табл.1, п.4; рис.1) резко сокращаются до 170-200 м.

Верхнемеловые ($K_1alb_2-K_2k_1, K_2k_2-st$), так же, как ниже-раннесреднеюрские ($J_1-J_2a_1, J_2a_2-b_1$) образования Иджеванской грабен-синклинали отличаются локальными проявлениями базальтового вулканизма внутриплитного типа и имеют рифтогенное происхождение (Меликсетян, 1997; Туманян, Григорян, 2002).

Судя по широкому развитию в пределах Иджеванской синклинали верхнеоксфордской карбонатно-рифтовой грубослоистой известково-доломитовой и верхнесенонской тонкослоистой известняковой формаций с мощностями около 350 м, можно полагать, что эта рифтогенная структура замыкалась в верхнеюрской и далее в верхнесенонской стабилизационных стадиях тектонических движений.

По результатам интерпретации геолого-гравиметрически-сейсмометрических данных Эчмиадзин-Ноемберянского профиля (Туманян, Яникян, Осяпова, 1984г.), на этом участке перехода к Прикуринской зоне отмеченные верхнемеловые отложения на глубинах 3-4 км трансгрессивно перекрывают образования юры и кристаллического фундамента. В Куринской впадине, в том числе и на отмеченном участке, согласно комплексной геофизической модели Кавказа (Бурьянов и др., 1979), выделяются высокоскоростные (7,0-7,8 км/сек) мантийные участки. Следовательно, вышеуказанное (K_1pk) воздымание основания коры Куринской зоны можно объяснить расши-

рением и, по-видимому, развитием мантийного диапира.

Верхнеоксфордская и верхнесенонская стадии стабилизации дифференциации тектонических движений, выраженные толстослоистой известняково-доломитовой и тонкослоистой известняковой формациями, приводили к частичному и полному завершению формирования ОДС. ОД неполного развития в пределах Дебедского и Гугаркского блоков привела к формированию вулканических островов, а в пределах Агстевского, в условиях почти полного затухания вулканизма и замыкания рифта, сформирована свита доломитов и доломитизированных известняков оксфордского возраста (Мандалян и др., 1998). Выделенная смешанная вулканогенно-карбонатная формация (J_2k-J_3o) (Мандалян, 1994) четко характеризует промежуточную стадию частичной стабилизации тектонических движений зрелого периода ($J_2b_2-Q_1$) развития ОДС. Формированием фациально и по мощности выдержанной на Малом Кавказе верхнесенонской слоисто-известняковой формации заканчивается становление Сомхето-Карабахской ОДС. Затем развитие отмеченной стадии завершается предколлизией активизацией тектонических движений и формированием дацит-трахириолитовых субинтрузий (Туманян, Акопян, 1974), которые являются формациями, характерными для ОД, развивающихся на активных континентальных окраинах (Геодин. реконструкции, 1989; Джрбашян, Мнацаканян, 1981).

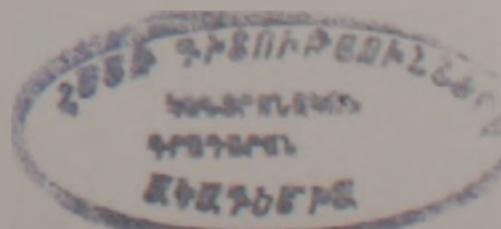
Ниже-раннесреднеэоценовая туфо-алевро-песчано-конгломератовая характерная флишевая формация Лорийского синклинория образовалась после завершения развития Мз ОДС, т.е. образования Сомхето – Карабахского горного хребта и разобщения (Q_1) бассейнов Куринской и Севанской зон.

Выводы

1. Классификация структур по типам складчатости и слагающих их геологических формаций, отвечающих упомянутым геодинамическим обстановкам, а также данные геофизики и космоаэрофотогеологии позволяют допустить, что основание коры Алавердского антиклинория в пределах Дебедского блока представлено мафически-симатическим, в пределах Агстевского – рифтогенно-симатическим и в пределах Гугаркского-салическим тектоническими блоками СВ-ЮЗ простираний. Они сложены смешанной габбро-амфиболитовой, габбро-диоритовой и гранит-метаморфической формациями.

2. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород, слагающих формации, выражен циклическими повторениями ассоциаций осадочных и вулканогенных свит и толщ (субформации). Свиты известняков и их переходные разновидности также выделены как формации.

Ряды формаций, образовавшихся в условиях дифференцированных ($J_1-J_2a_2, J_2b_2-J_3o_1, K_1alb-K_2st$), стабилизированных (частично- J_2b_2 , относительно – J_3o_2 , полностью- K_2sn_2) и орогенных, тектони-



ческих движений, выраженных региональными перерывами в осадконакоплении ($J_2b_2^?$, K_1 , P_1), слагают нижне-раннесреднеюрский (J_1 - J_2b_1), позднесреднеюрско-нижнемеловой (J_2b_2 - K_1pk) и верхний мел-палеоценовый (K_1alb_2 - P_1) структурные ярусы.

Отмеченные ряды соответственно представлены циклическими повторениями терригенно-вулканогенного ритма (парагенезиса) (J_1 - J_2a_1 , J_2b_2 - J_2o_1 , K_1alb - K_2st) и в результате различной степени стабилизации дифференцированных тектонических движений – андезит-риолитовой (J_2b_1), вулканогенно-карбонатной (J_2o_2), известняковой (K_2sn) формациями.

Период развития отмеченного ряда структурных ярусов, приведший к консолидации региона и образованию субконтинентальной коры, а также полному перестраиванию плана северо-восточных структур в северо-западные и завершению Сомхето-Карабахской ОДС, выделен как нижнеальпийско-мезозойский (J - P_1) структурный этаж.

3. Выделяется J_1 - J_2b_1 начально-переходный этап развития ОДС в пределах Дебедского и Агстевского тектонических блоков коры, представленной базальт-андезитовыми энсиматическими и базальт-риолитовыми, базальт-трахиандезитовыми энсиматически-энсиалическими, а в пределах Гугаркского блока – радиоляритовой (хремнисто-туффитовой) и энсиалической базальт-андезитовой формациями.

Зрелые этапы (J_2b_2 - K_1pk и K_1al - P_1) развития ОДС представлены верхнебайос-келловейским, альб-сантонским флишеподобными и конседиментационными интрузивными энсиалическими формациями, а также оксфорд-титонским и кампан-маастрихтским, главным образом известняковым, неоконским и палеоценовым коллизионными, в основном, дайковыми интрузивно-субинтрузивными формациями.

4. Стадии развития дифференцированных тектонических движений (J_2b_2 - bt и K_1alb_2 - K_2st) ОДС характеризуются интенсивным погружением северо-восточного крыла антиклинория, с образованием переходных ОДС – глубоководного жёлоба (Курина зона) формаций, тесно связанных с этими процессами, конседиментационным развитием вулcano-плутонических сооружений. Параллельно на юго-западном крыле образовались окраинно-континентальные однообразные энсиалические ОД формации.

5. Образование Алавердского рудного района обусловлено развитием ограниченного верхнемантийными поперечными (СВ-ЮЗ) разломами Дебедского мафически-симатического тектонического блока основания коры.

Автор благодарит академика НАН РА, докт. геол.-мин. наук Р.Т. Джрбашяна и к.г.-м наук А.Х. Мнацаканяна за содействие и помощь при написании настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

Агамалян В.А. Стратиграфия докембрия Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1983, №4, с.26-39.

Адамян Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция дренней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, 1977, №4, с.88-103.

Адамян Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе З.А., Хуцишвили О.Д. Структуры фундамента и чехла Кавказа и Закавказья – структуры субдукционного генезиса. Тезисы докладов III семинара-школы по теме «Геодинамика Кавказа». Ереван, 6-11 X.1986г. Изд. АН АрмССР, 1986, с.7-8.

Аслаян А.Т., Сатян М.А. Гипотезы автохтонного и аллохтонного положения офиолитов Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, №3, с.3-12.

Баженов М.Л., Буртман В.С., Цыганков И.В. К реконструкции мезокайнозойского Тетиса на Кавказе. Геотектоника, 1981, №1, с.48-58.

Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. Верхнепротерозойское – нижнемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса. Пробл. геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с.21-30.

Богданов А.А. О термине «структурный этаж». Бюлл. МОИП, Геол., т. XXXVIII(1), 1963, с.3-16.

Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Павленкова Н.И. Комплексная геофизическая модель юга Европейской части СССР. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев.: Наукова думка, 1979, с.137-149.

Вишневская В.С., Чолахян Л.С. Новая находка нижне-среднеюрских радиолярий в Армении. Тез. докладов IX Всесоюзного совещания по радиоляриям. Уфа, 1990.

Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмо-тектоника Армении. Ереван: Изд. ЕрГУ, 1981, 283 с.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1984, с.105-184.

Геодинамические реконструкции (метод. пособие). Ред. Унксов В.А. Л.: ВСЕГЕИ, 1989, 278 с.

Геодинамический анализ при геологическом картировании. Ред. Межеловский Н.В., Составили: Гусев Г.С., Минц М.В. и др. Институт минералогии и геохимии М.: Мингео СССР, 1989, 56 с.

Геологические формации. Ред. Забродин В.Ю., Косыгин Ю.А. и др. М.: Недра, 1982, т.1, 353 с.

Геологический словарь. Отв. ред. акад. АН АрмССР, доктор г.-м.н. К.Н. Паффенгольц. М.: Изд. Недра, т.1, II, 1978, 486 с (I), 456 с (II).

Джрбашян Р.Т., Мнацаканян А.Х. Геотектоническая позиция и эволюция мезо-кайнозойских вулканогенных формаций центральной части Малого Кавказа. Вулканология и сейсмология, 1981, №3, с.15-23.

Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г. Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1996, №1-3, с.19-32.

Засеев В.Г., Абрамович И.И. Юрско-меловая петрохимическая зональность Сомхето-Кафанской ОДС (Малый Кавказ). Геотектоника, 1993, №2, с.47-53.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, кн. I и II, 328 и 336 с.

- Книппер А.Л., Рикун Э.Л., Декур Ж. Офиолиты как показатель геодинамической эволюции океана Тетис. Институт океанологии АН СССР. Сборник научных трудов, М., 1987, с.94-115.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса. Геотектоника, 1999, №2, с.17-35.
- Ломизе М.Г. Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте. Геотектоника, 1987, №2, с.14-23.
- Магакян Р., Закариалзе Г.С., Дмитриев Л.В. и др. Геохимия юрско-нижнемелового вулканического комплекса Северной Армении. Вулканология и сейсмология, 1985, №3, с.39-53.
- Мандалян Р.А. О вулканогенно-карбонатном парагенезисе. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, №1-2, с.24-33.
- Мандалян Р.А., Степанян Ж.А., Нисанян Г.Б. О тектонической доломитизации известняков в ряде разломных структур территории Республики Армения. Тр. конф., посв. X-летию Спитакского землетрясения. Изд. НАН РА, 1998, с.15-16.
- Меликсетян Х.Б. Петрохимические особенности верхнемелового вулканизма Малого Кавказа. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, №1-2, с.41-50.
- Мелконян Р.Л., Галоян К.Л. Закономерности распределения редкометалльных элементов в магматических образованиях бассейна р. Марц. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2002, №1-2, с.11-17.
- Мелконян Р.Л., Гукасян Р.Х. К вопросу о возрасте Кохб-Шнохского интрузивного комплекса. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, LVII, №1, с.29-36.
- Мнацаканян А.Х. Петрология верхнемеловой вулканической серии северной Армении. Изд. АН АрмССР, 1981, 242 с.
- Мошашвили А.Б. Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса. В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с.64-71.
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Штрейс Н.А. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое. XXVII МГК, 1984, т.7, с.3-23.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Шукин Ю.К. Глубинные структуры верхней мантии и их влияние на структуру и динамику коры. XXVII МГК, М., 1984, т.7, с.185-192.
- Тектоника Евразии. Ред. колл.: Яншин А.Л., Гарсецкий Р.Г., Зайцев Н.С., Муратов М.В., Пейве А.В., Пушаровский Ю.В., Удинцов Г.Б., Херасков Н.П. М.: Наука, 1966, с.487.
- Туманян Г.А., Акопян К.Г. Субинтрузии Прикуринской зоны. Уч. зап. ЕРГУ, 1974, №1, с.112-125.
- Туманян Г.А. Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа. Геотектоника, 1983, №4, с.99-110.
- Туманян Г.А. О тектонической природе гранитоидов СЗ Малого Кавказа. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1988, №4, с.21-30.
- Туманян Г.А. Природа и строение Североанатолийско-Малокавказского тектонического узла. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, №1-2, с.28-38.
- Туманян Г.А., Григорян А.А. Особенности блокового строения Алавердского антиклинория. Науч. конф. посв. 40-летию ИГИС, 9-12.X.2001. Гюмри: Изд. Гитутюн, 2002, с.138-144.
- Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Геотектоника, 1975, №1, с.13-27.

Рецензент Р.Т.Джрбабян

ԱՎՎԵՐԴՈՒ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՏԻՄ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԱ-ԿԱԶՄԱՎՈՐՈՒՅԹԱՅԻՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐՆ ՈՒ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԵՐԿՐԱԴԻՆԱՄԻԿԱԿԱՆ ԻՐԱԿՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

Հ. Ա. Թումանյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Մոմխեթ-Ղարաբաղի համակոպկասյան (հյուսիսարևմտյան) տարածման անտիկլինորիտումային գոտու, այսինքն. Մեզոզոյան կղզիադեղային համակարգի (ԿԱՀ-ի) Ավավերդու անտիկլինորիտը զարգացել է հակակոպկասյան (հյուսիսարևելյան) տարածման Տրանսկոպկասյան խզվածքգոտու սահմաններում, կեղևի մետամորֆային հիմքի անհամասեռ բեկորային կառուցվածքի և նշված (հյուսիսարևելյան – հյուսիսարևմտյան) կառուցվածքային հատակագծերի անցման պայմաններում:

Չարբեր կարգերի տատանողական և տարբերակված (դիֆերենցացված) տեկտոնական շարժումների զարգացմամբ պայմանավորված, առաջացել է շերտախումբ – հաստվածք, ինչպես նաև նրանց նստվածքային-հրաբխային անցումային տարբերակների, պարբերաբար հերթափոխվող զուգաժազման խմբակցությունը (պարագենեզիսը)՝ կազմավորույթը (ֆորմացիան); կազմավորույթների շարքերը՝ կառուցվածքային կեղևաշերտերը (J_1 - J_2b , J_2b - K_{nk} , K_{alb} - Q_1); կեղևաշերտերի շարքերը՝ կառուցվածքային հարկերը (J - Q_1 , Q_2 - N_1^1 , N_1^2 - Q):

Մեզոզոյան (J - Q_1) կառուցվածքային հարկի զարգացումը, մինչմեզոզոյան մետամորֆային հիմքի հակակոպկասյան տարածման Դեբեդի ու Աղստեվի մաֆիկ ու դիֆուսային-սիմատիկ տեկտոնական բեկորների սահմաններում ուղեկցվել է օվկիանոս-ԿԱՀ անցումային-սկզբնական ԿԱ-յին էնսիմատիկ բազալտ-անդեզիտային (J_1 - J_2a_1), ապա էնսիմատիկ-էնսիալիկ բազալտ-ոֆոլիտային, դացիտ-ոֆոլիտային, անդեզիտ-բազալ-

տային ($J_2 a_2 - b_1$) անցումային, իսկ Գուգարքի սիալիկ բեկորի սահմաններում՝ խառը (են-սիալիկ կղզիադեղային-մայրցամաքային եզրային) անդեզիտա-բազալտային – սիլիցատու: Իտային ռադիոլյարիտային ($J_1 - J_2 a_1$) ու էնսիալիկ ԿԱ-ային ռիոդացիտային ($J_2 a_2 - b_1$) կազմավորույթների առաջացումով:

Ստորին կառուցվածքային կեղևաշերտի ($J_1 - J_2 b_1$) կազմավորույթների նշված տարբերակումները, ԿԱՀ-ի զարգացման հասուն փուլերում ($J_2 b_2 - K_1 nk, K_1 alb - \rho_1$) վերանում և անցում են էնսիալիկ ԿԱ-ային հիմնականում ֆիշանման նստվածքային-անդեզիտային ($J_2 b_2 - bt, K_1 alb - K_2 st$), ապա սարբերակված տեկտոնական շարժումների հարաբերական ($J_2 b_1$), մասնակի ($J_2 k - o$) ու մոտավորապես լրիվ ($K_2 sn_2$) կայունացման ռիոլիտային, կրա-հրաբխային ու կրաքարա-մերգելային կազմավորույթների: ԿԱՀ-ի զարգացումը եզրափակվում է կոլիզիոն գաբրո-պլագիոգրանիտային ($J_3 km - K_1 nk$) և գաբրո-գրանոդիորիտային ու տրախիդացիտ-տրախիոլիտային (ρ_1 մանրինսրուզիվ-սուբհնտրուզիվ դայքային գոյացումների ներդրումով:

Ալավերդու անտիկլինորիումային տեկտոնական բեկորը դեպի Քուրի մեզոզոյ-պալեոգեն-նեոգենյան և Սևանի պալեոգենյան սինկլինորիումային գոտիները, համապատասխանաբար, բնութագրվում է ԿԱՀ-խորջրյա ճկվածք և ԿԱՀ-մայրցամաքային եզրային անցումային կազմավորույթների տարածմամբ:

STRUCTURAL-FORMATIONAL PECULIARITIES AND GEODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION OF ALAVERDI ANTICLINORIUM

H. A. Toumanian

Abstract

The Alaverdi anticlinorium of NW-extension Somkhet-Gharabagh Mesozoic island arc system (IAS) was developed on heterogenic pre-Mesozoic crust base of the Transcaucasian fault zone stretching out northeastward, through reformation of NE and NW structural patterns. The progress of different order oscillatory tectonic movements results in alteration of suites-layers (formations), formation series (structural stages: $J_1 - J_2 b_1, J_2 b_2 - K_1, K_1 alb - \rho_1$), complexes of formation series (structural stages: $J_1 - \rho_1, \rho_2 - N_1^1, N_1^2 - Q$). This was followed by transition of initial and transitive ($J_1 - J_2 a_1, J_2 a_2 - \gamma_1$) ensimatic and ensimatic-ensialic IA formations of mafic-simatic and salic tectonic blocks of metamorphic crust base to unified ensialic IA ($J_2 b_2 - bt, K_1 alb - K_2 sn_1$), stabilization ($J_2 k - J_3 o, K_2 sn_2$) and collision ($K_1, \rho_1, \rho_2^1 - N_1^1$) formations. On the edge of Somkhet-Gharabagh anticlinal (Mz IAS) and Kurian (Mz oceanic trench/deeps) and Sevan paleogenic synclinal zones, formed were transitive IAS ($K_2 s - st_1$) – a deep-sea trench and formation of continent marginal seas.