

Южно-Синегорская впадина Приморья: геологическое строение и развитие

Л.А.ИЗОСОВ (Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН), М.В.ГОРОШКО (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН)

Цель настоящей статьи — сводное описание с привлечением новых данных геологии Южно-Синегорской впадины в юго-восточной части докембрийского Ханкайского массива Центрально-Азиатского герцинского пояса [16]. Описываемое тектоническое сооружение площадью около 11 тыс.км², представляет собой комплекс вулcano-тектонических депрессий и вулcanoгенно-интрузивно-купольных поднятий, расположено в южной части Ханкайского докембрийского массива, где предшественниками выделялись Черниговский синклиналии, Спасский и Вознесенский антиклинории [5]. Геологический интерес к этой территории возник в начале 50-х годов прошлого века в связи с открытием оловянных, флюоритовых, полиметаллических и редкометалльных промышленных месторождений Вознесенского рудного района и урановых Синегорского (рис. 1).

Взгляды на геологическое строение и металлогению региона, сложившиеся в это время, начали кардинально меняться в 1960-е—70-е годы в результате разворота специа-

лизированных на уран крупномасштабных геологических и геофизических съемок, а также поисковых работ, в которых активное участие принимали авторы статьи. Были разработаны принципиально новые схемы стратиграфии и развития магматизма Ханкайского массива, возросла достоверность выделяемых складчатых и разрывных дислокаций и уточнено место оловянного, редкометалльно-флюоритового, полиметаллического и уранового оруденения в истории развития региона.

Аналогичные наложенные структуры, заложенные в рифее и развивающиеся до верхнего палеозоя включительно, характерны для докембрийских массивов герцинских складчатых областей [8]. К таким структурам относятся прогибы Тепла-Баррандиенский Чешского, Стерлитамак-Шарыкский Кокчетавского, Мельгинский Турано-Чжангуанцайлинского и Кимканский Цзямусы-Малохинганского массивов. Они играют огромную роль в металлогении этих массивов, так как к ним приурочено

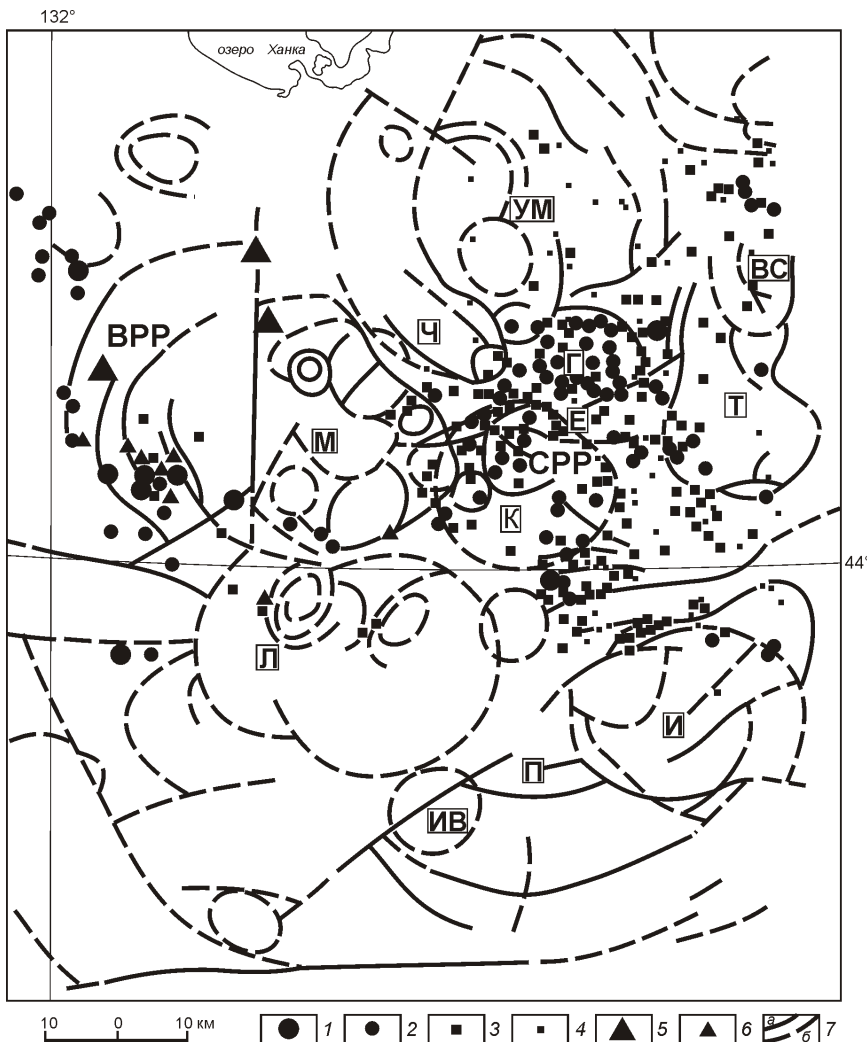


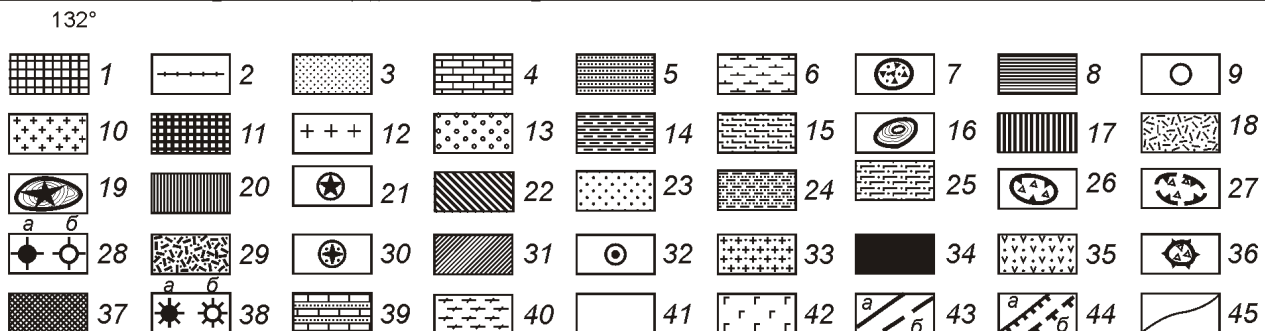
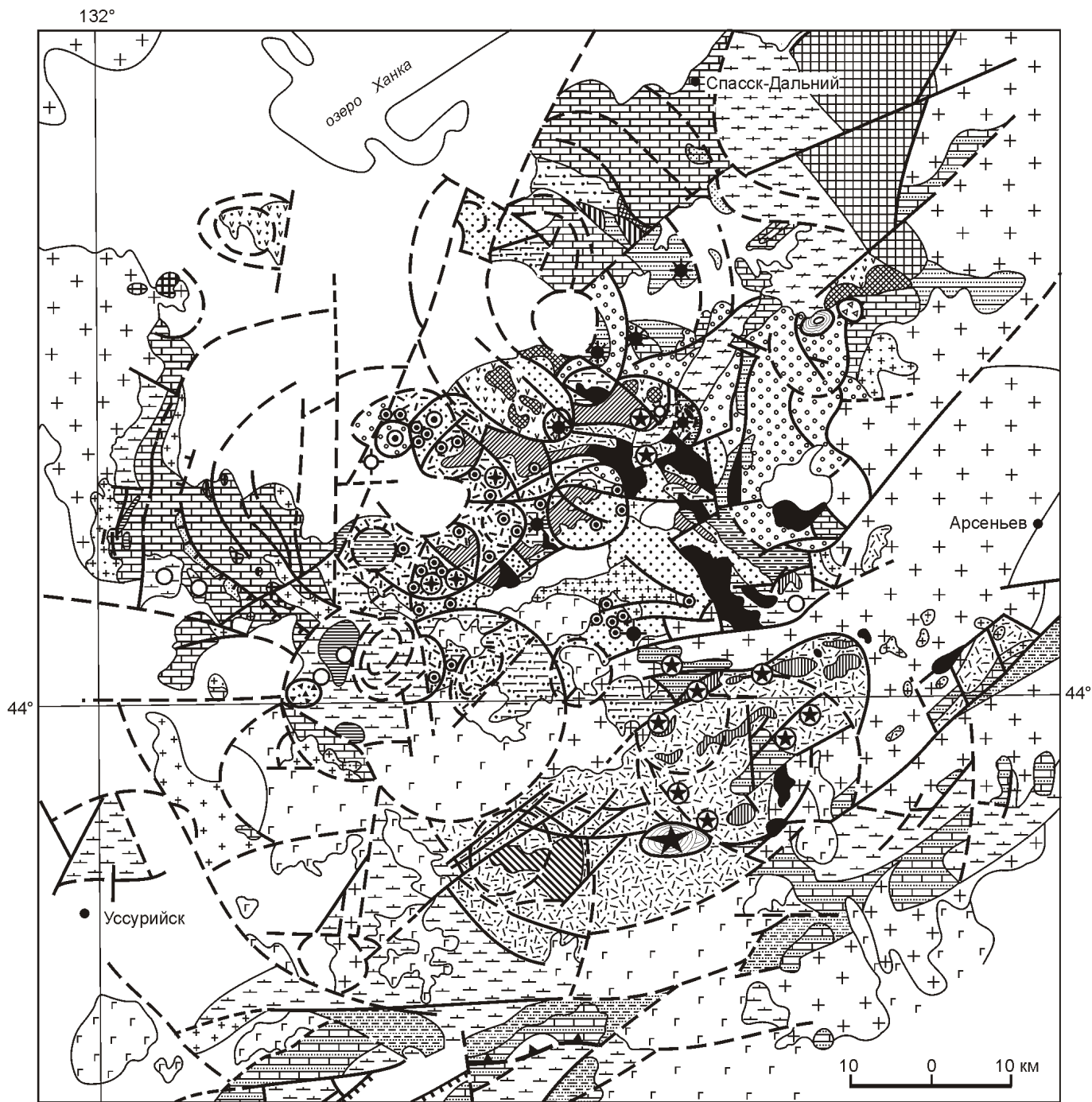
Рис. 1. Схема вулcano-тектонических структур Южно-Синегорской впадины и характер размещения проявлений рудной и нерудной минерализации в Вознесенском и Синегорском рудных районах:

рудная минерализация: 1 — урановые месторождения, 2 — крупные рудопроявления и аномалии радиоактивности, 3 — мелкие рудопроявления, 4 — пункты минерализации; редкометалльно-флюоритовые проявления: 5 — месторождения, 6 — рудопроявления; 7 — главные разломы: а — установленные, б — выделенные по геолого-геоморфологическим данным; рудные районы: VPP — Вознесенский, SPP — Синегорский; вулcano-тектонические депрессии (буквы в квадрате): М — Моностыришинская, Г — Грибнинская (Лунзенская), Л — Ляличинская, П — Потеринская, Т — Тихорецкая, И — Известкинская, Ив — Ивановская, Ч — Черниговская, ВС — Верхнесинегорская; интрузивно-вулcanoгенно-купольные поднятия: Е — Еловое, УМ — Усть-Медведицкое; К — Куйбышевское

подавляющее большинство палеозойских месторождений урана, олова, вольфрама, тантала, ниобия, бериллия, полиметаллов, флюорита, графита, золота и платины. Сравнительный анализ геологии и металлогении Южно-Синегор-

ской впадины с этими структурами выявил много общего в истории их геологического развития и металлогении.

Южно-Синегорская впадина, выделенная Л.А.Изосовым в 1976 г. [10], сложена исключительно пестрыми и не выдер-



жанными по простиранию рифей-кембрийскими, ордовикско-силурийскими, девонскими, раннекаменноугольными и позднепермскими морскими, терригенными и терригенно-вулканогенными формациями, разделенными несогласиями и смятыми в брахиформные складки (рис. 2). Часть из них (девонско-позднепермские) может быть сопоставлена с выделяемым китайскими геологами комплексом типа «пиньшань», характерным для дива-структур [27].

Стратиграфия и магматизм. Рифейские кремнисто-карбонатно-терригенные образования структурно обособляются от архейских (или нижнепротерозойских?) метаморфических комплексов, выполняя наложенные на них отрицательные структуры — синклинии [5]. Наиболее широко они распространены в северо-восточной части Южно-Синегорской впадины. На остальной территории их выходы неизвестны, кроме насыровской свиты Вознесенского антиклинория, которая отнесена к рифею условно.

Нижнекембрийские отложения в Южно-Синегорской впадине распространены в ее северо-восточной, юго-восточной и западной частях. В каждой из этих частей (и даже в отдельных блоках) выделяются свои стратоны, слабо увязывающиеся между собой [20]. Состав и мощность отдельных стратонот отражены на рис. 3. Рифей-раннекембрийские отложения характеризуются высоким содержанием углерода и битуминозностью. Графитосодержащие пачки и прослои установлены в спасской, митрофановской, лузановской и новоярославской свитах, битуминозные известняки выявлены в отложениях волкушинской и прохоровской свит. Все вышезалегающие комплексы пород как бы «вложены» один в другой и не выходят за пределы контура распространения рифей-нижнекембрийских отложений. Отложения нижнего—среднего кембрия имеют существенно терригенный, грубообломочный состав (меркушевская и медвежинская свиты). Сложены они преимущественно известковистыми конгломератами, граве-

Рис. 2. Структурно-формационная карта Южно-Синегорской дива-впадины:

1 — позднеархейская (раннепротерозойская?) карбонатно-вулканогенно-терригенная формация: сланцы биотитовые и диопсидовые, гнейсы биотит-амфиболовые, амфиболиты, кварциты, мраморы (*татьяновская свита*); 2 — рифейская вулканогенно-карбонатно-терригенная формация: сланцы биотитовые, мусковитовые, графитовые, хлоритовые и биотит-хлоритовые, песчаники, кварциты (*спасская, митрофановская и кабаргинская свиты*); 3 — рифейско-раннекембрийская джеспилитовая формация: сланцы кварц-серицит-гематитовые, песчаники, гравелиты, известняки (*кабаргинская, песчано-сланцевая и насыровская свиты*); 4 — раннекембрийская кремнисто-терригенно-карбонатная формация: известняки, кремни, доломиты, сланцы глинистые, песчаники (*прохоровская, дмитриевская, лузановская, дальзаводская, первомайская, березьянская, новоярославская, волкушинская, коваленковская свиты*); 5 — ранне-среднекембрийская терригенная (молассовая) формация: песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты (*медвежинская и меркушевская свиты*); **позднекембрийская риолитовая формация:** 6 — покровная фация: риолиты, риодациты, их туфы, туфолавы, ортофиры, песчаники (*толща риолитов*); 7 — жерловая фация (руины стратовулканов): агломератовые и псефитовые туфы риолитов; экструзивная и субвулканическая фации: 8 — массивы и дайки риолитов, 9 — некки (жерловины) риолитов, 10 — интрузивы биотитовых и биотит-турмалиновых гранитов и гранит-порфиров; **ордовикская батолитовая формация:** 11 — габбро, 12 — граниты биотитовые; 13 — ордовикско-силурийская терригенная (молассовая) формация: конгломераты, гравелиты, песчаники (*даубихезская свита*); 14 — ордовикско-силурийская (силурийская?) терригенная (флишоидная) формация: алевролиты, песчаники, сланцы глинистые, гравелиты, линзы известняков (*реттиховская свита*); **раннесилурийская? вулканогенная терригенно-вулканогенная формация (туфо-эффузивная толща):** 15 — покровная фация: базальты, андезиты, их туфы, ксенотуфы, эпидозиты, амфиболиты, сланцы глинистые; 16 — жерловая фация (руины щитовидных вулканов): диабазы, базальты, андезиты, их туфы; 17 — субвулканическая (трубок взрыва?) фация: перидотиты, серпентиниты, вулканические брекчии, габбро; **раннедевонская базальт-риолитовая формация:** 18 — покровная фация: риолиты, дациты, их туфы, игнимбриты, туфолавы, базальты, андезиты, их туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники (*толща риолитов*); 19 — жерловая фация: агломератовые и псефитовые туфы риолитов и дацитов; экструзивная и субвулканическая фации: 20 — массивы и дайки риолитов, дацитов и гранит-порфиров; 21 — некки риолитов и дацитов; 22 — интрузивы смешанного состава: габбро, монзониты, сиениты, адамеллиты, граниты; 23 — средне-позднедевонская терригенная пестроцветная формация: песчаники, алевролиты, конгломераты, туфопесчаники, прослои фораминиферовых известняков (*вассиановская свита*); 24 — ранне-позднедевонская терригенная слабоугленосная формация: конгломераты, гравелиты, песчаники, углистые алевролиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туфы, пепловые туфы кислого состава, туффиты, аргиллиты, глины, базальты (*люторгская свита*); **позднедевонская терригенно-вулканогенная (с шошонит-латитовой ассоциацией) формация:** 25 — покровная фация: базальты, андезиты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы, песчаники, алевролиты, эпидозиты, кремнистые породы, конгломераты (*лунзенская свита, снегуровская толща*); жерловая фация (руины щитовидных вулканов): 26 — установленные: долериты, андезиты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы; 27 — выделенные по геофизическим данным; 28 — некки долеритовиабазов: а — установленные, б — выделенные по геофизическим данным; **раннекаменноугольная риолитовая формация:** 29 — покровная фация: риолиты, дациты, их туфы, туфолавы, игнимбриты, редко базальты, туфоалевролиты, туфопесчаники (*светлоярская толща*); 30 — жерловая фация (руины стратовулканов): агломератовые и псефитовые туфы риолитов и дацитов; экструзивная и субвулканическая фации: 31 — массивы и дайки риолитов, дацитов и гранит-порфиров; **раннекаменноугольная габбро-сиенит-трахириолитовая формация:** 32 — некки риолитов, дацитов и гранит-порфиров; 33 — интрузивы биотитовых гранитов и гранит-порфиров, 34 — габбро, сиенитов и гранитов; **позднепермская риолит-андезитовая формация:** 35 — покровная фация: андезиты, риолиты, их туфы, туфы смешанного состава, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты (*барабашская свита*); 36 — жерловая фация: агломератовые и псефитовые туфы смешанного состава; 37 — экструзивная и субвулканическая фации: массивы и дайки риолитов, 38 — некки: а — риолитов, б — андезитов; 39 — позднепермская карбонатно-терригенная формация (*чандалазская свита*); 40 — раннемеловая габбро-гранит-гранодиоритовая формация; 41 — триас-неогеновая терригенная угленосная формация; 42 — неогеновая щелочно-базальтоидная формация: базальты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы, риолиты; 43 — разрывные нарушения, установленные по данным: а — геолого-геофизическим, б — геоморфологическим; 44 — надвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 45 — геологические границы

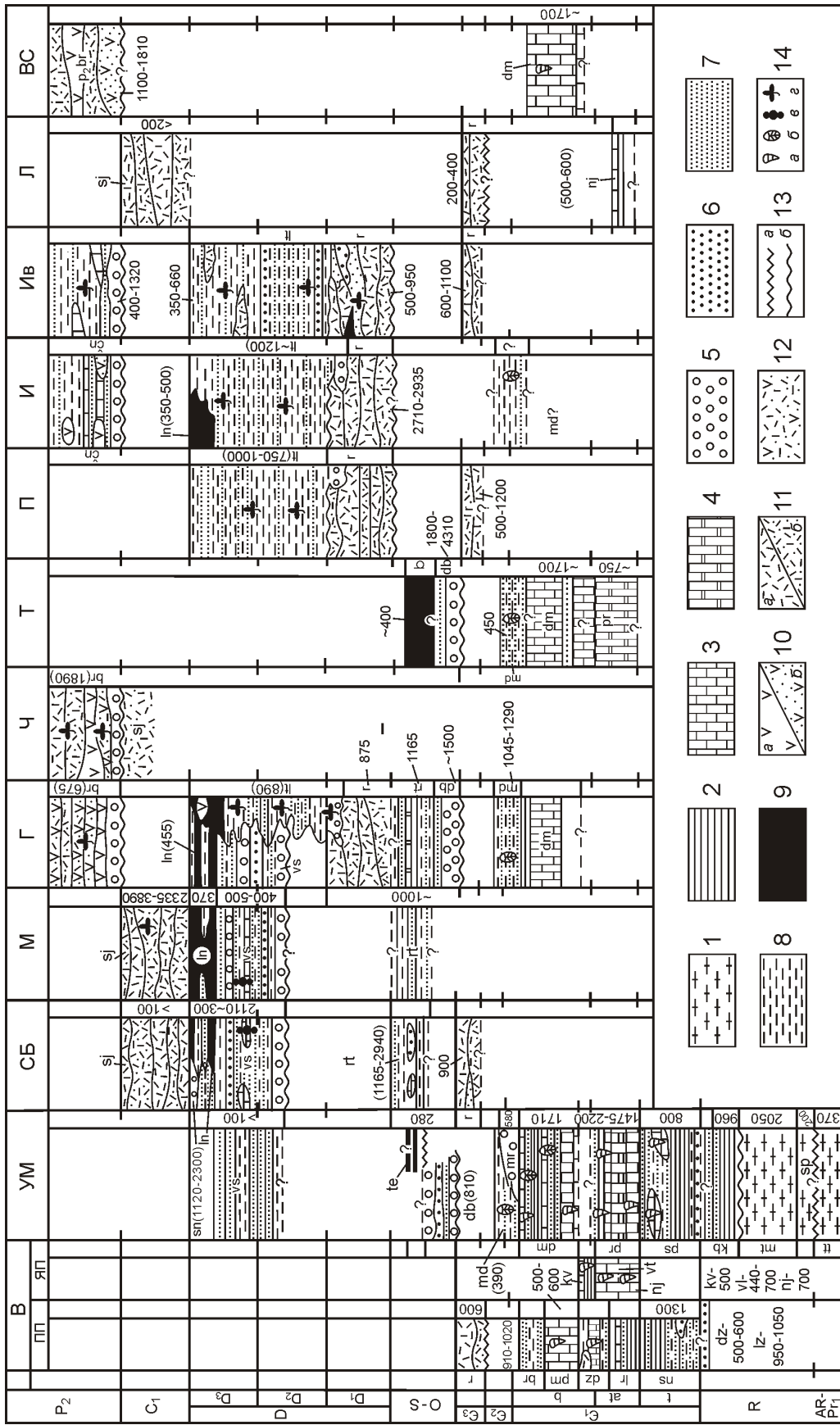


Рис. 3. Стратиграфические колонки главных вулкано-тектонических структур Южно-Сибирской впадины:

вулкано-тектонические структуры: В — Вознесенское вулканогенно-интрузивно-купольное поднятие (Ш, ЯП — Первомайская и Ярославская подзоны), УМ — Усть-Медведицкое вулканогенно-интрузивно-купольное поднятие, СБ — Сандуганский блок; вулканогенно-интрузивные депрессии калдерного типа: М — Монастырщинская, Г — Грибининская (Лунзенская), Ч — Черниговская, Т — Тихорецкая, П — Потеринская, И — Ивановская, Ив — Известковая, ВС — Верхнесибирская; 1 — гнейсы, амфиболиты, кварциты, мраморы; 2 — сланцы; 3 — известняки, доломиты; 4 — кремнистые породы; 5 — конгломераты; 6 — гравелиты; 7 — песчаники, туфопесчаники; 8 — алевролиты, туфоалевролиты; 9 — базальты и их туфы; 10 — андезиты (а) и их туфы (б); 11 — риолиты, дациты (а) и их туфы (б); 12 — туфы смешанного состава; 13 — угловое несогласие (а) и разрыв (б); 14 — окаменелости: археоциаты (а), трилобиты (б), фораминиферы (в), флора (г); **стратоны:** свиты: AR₂ (PR₁?-tt) — татьяновская, R_{2p} — сласская, R_{2m} — митрофановская, R_{2kb} — кабаргинская, R-ips — песчано-сланцевая, R-nas — насыровская, prr — прохоровская, idz — лузановская, idz — дальзаводская, 1br — березинская, 1vj — новоярославская, 1v/ — волкушинская, kv — коваленковская, 1-2md — медвежинская, 3r — толща риолитов, O-Sdb — даубихезская свита, O-Stt — реттиховская свита, S₁?te — туфо-эффузивная толща, rD₁ — толща риолитов; свиты: D_{2-3vs} — вассиановская, D_{3ln} — лунзенская; D_{3sn} — снегуровская толща, D_{1-3lt} — лютгорская свита, C_{1sj} — светлоярская толща, свиты: P_{2br} — барабашская, P_{2sn} — чадалазская; литологический состав страонов см. на рис. 2

литами, песчаниками и алевритами общей мощностью 1300—1400 м.

В 60-е годы прошлого века постсреднекембрийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, выполняющие локальные депрессии в пределах Южно-Синегорской впадины, большинством исследователей считались верхнепермскими и среднедевонскими. Дальнейшее изучение Л.А.Изосовым палеозойских вулканитов района в процессе среднемасштабного геологического картирования и картосоставительских работ 1982—1985 гг. [16] позволило на основании палеонтологических и изотопных данных выделить среди них породы позднекембрийского, раннедевонского, позднедевонского, раннекарбонowego и позднепермского возрастов (см. рисунки 2, 3).

Девонские и нижнекарбоневые стратифицирующиеся образования залегают в трех крупных вулканотектонических кольцевых и грабенообразных депрессиях: Грибнинской, Монастырищинской и Потеринской, расположенных по периферии Южно-Синегорской впадины, а также выполняют ее центральную часть, где сложены в основном терригенными породами. На картах вулканотектонических депрессий, составленных в процессе проведения крупномасштабных геологических съемок, все толщи вулканитов кислого состава отнесены к среднему девону. Находки раннедевонской флоры и раннекарбоневой фауны (Л.А.Изосов, 2002), а также результаты определения возраста риолитов Rb-Sr методом [25] послужили основанием для выделения верхнего кембрия в Яличинской и Потеринской структурах, нижнего девона — Потеринской и Грибнинской, нижнего карбона — Монастырищинской. С этапом девонско-раннекарбоневой тектоно-магматической активизации связано формирование Тихорецкой грабен-синклинали, которая также относится к рангу вулканотектонических депрессий (Л.А.Изосов и др., 2000). Хотя непосредственно в пределах структуры на поверхности не установлены выходы девонско-раннекарбоневых вулканитов, они широко распространены в ее западном обрамлении, где образуют линейно вытянутые субвулканические массивы вдоль кальдерных разломов. Поэтому можно полагать, что проседание ядра депрессии произошло в результате опустошения глубинного магматического очага и обрушения его кровли.

В строении Южно-Синегорской впадины принимают участие следующие магматические комплексы, входящие в состав вулканогенно-осадочных, вулканогенных и вулканоплутонических формаций (см. рисунки 2, 3): 1) позднекембрийский гранит-риолитовый; 2) раннесилурийский? базит-гипербазитовый (андезит-базальт-перидотитовый); 3) позднедевонский андезитобазальтовый; 4) раннекаменноугольный риолитовый; 5) раннекаменноугольный габбро-сиенит-лейкогранит-трахириолитовый, 6) позднепермский риолит-андезитовый и 7) раннемеловой габбро-гранит-гранодиоритовый. Кроме того, большое значение для формирования структуры впадины имело становление ордовикских гранитных батолитов.

Перечисленные, в основном стандартно построенные, непрерывно дифференцированные комплексы пород, как правило, принадлежат к известково-щелочной и щелочной сериям К-На линии и нередко отличаются повышенными содержаниями кремнезема, щелочей и глинозема. Несколько особняком в этом отношении стоит позднекембрийский гранит-риолитовый комплекс, представляющий собой образования «горячих точек» [17]. Плутонические

фашии в нем представлены редкометалльно-фтористой разновидностью субщелочных гранитов, в которых калий преобладает над натрием.

Особое место среди магматитов второго комплекса занимают породы, родственные кимберлитам [15, 16]. Примечательно, что в пределах Вознесенского вулканогенно-интрузивно-купольного поднятия часто встречаются дайки базитов и ультрабазитов, среди которых могут присутствовать и образования, сходные с несущими признаки алмазности [23, 15]; некоторые из них имеют кимберлитовый эволюционный тренд [6].

Позднекембрийский гранит-риолитовый комплекс представляет собой вулканоплутоническое сообщество [12]: в его строении, помимо толщи риолитов, входят эктрузивы кислого состава, массивы «вознесенских» гранитов субвулканического типа и их эквивалентов [5]. Возраст пород, входящих в комплекс, многочисленными исследователями трактовался по-разному. Покровные вулканиты относились к различным стратонам и считались допозднепалеозойскими, среднепалеозойскими, среднедевонскими, позднепермскими и позднемеловыми; «вознесенские» граниты рассматривались как допозднепалеозойские, поздне- и среднепалеозойские образования [5]. Вследствии Rb-Sr методом был определен позднекембрийский возраст риолитов — 512 млн.лет [24]. Кроме того, М.Д.Рязанцевой в 1969 г. был установлен факт прорывания толщи риолитов гродековскими гранитами, которые имеют ордовикский возраст.

Представления о раннепалеозойском возрасте «вознесенских» гранитов, которые в свое время развивал известный приморский металлогенет Ю.Г.Иванов, опираются на следующие данные [12]: 1) К-Аг возраст гранитов, по данным А.А.Рязанцева, колеблется в пределах 420—480 млн.лет, а В.И.Малышевым получены и более «древние» цифры — 455—500 млн.лет, что соответствует границе ордовика—кембрия; 2) массивы гранитов этого типа встречаются исключительно в ареалах развития нижнекембрийских толщ, которые они прорывают; 3) Л.А.Изосов в 1975 г. установил, что граниты, аналогичные «вознесенским», в окрестностях села Халкидон перекрываются конгломератами ордовикско-силурийской даубихезской свиты.

Ордовикский комплекс гранитных батолитов (гродековский, снегуровский, анучинский) сформировался в две фазы в результате проявления гранитно-сводового тектогенеза: к *первой фазе* относятся небольшие массивы «гибридных пород»: габбро, диоритов, диорит-монцонитов, сиенит-монцонитов и сиенитов [5, 15, 12]), а *вторая (главная) фаза* представлена гранитоидами, слагающими огромные батолиты. Изометричные тела габброидов и диоритов хорошо картируются гравиразведкой [10, 21], поскольку обладают положительной избыточной плотностью (0,18—0,31 г/см³) по сравнению с вмещающими их терригенно-карбонатными отложениями нижнего кембрия. Локальные положительные аномалии силы тяжести, соответствующие штокам «гибридных пород», пересекают линейные гравитационные минимумы, отвечающие трещинным телам позднекембрийских вознесенских гранитов.

Гродековские граниты прорывают метаморфические и осадочные докембрийские образования и верхнекембрийскую толщу риолитов и их туфов [12]. Кроме того, известно [10], что Анучинский батолит в Южно-Синегорской впадине перекрывается фаунистически охарактеризованной васиановской свитой среднего—верхнего девона. Изотопный

возраст гранитоидов, определенный К-Аг методом, колеблется в интервале 434—495 млн.лет (Л.А.Изосов и др., 1982). В Западном Приморье, где выступает Гродековский батолит, по наблюдениям Л.А.Изосова и М.А.Евлановой (1982) в нижнесилурийской кордонкинской свите содержится большое количество галек гранитоидов и аркозового материала. При этом гранитоиды в гальках имеют свежий облик и не гнейсированы, поэтому вряд ли могут происходить из докембрийских образований.

В период становления ордовикских батолитов произошла консолидация Ханкайского массива, выступавшего в дальнейшем как жесткая структура. Следует подчеркнуть, что с ордовикским воздыманием Сино-Корейского щита связано внедрение промышленно-алмазоносных кимберлитовых труб, изотопный возраст которых 430—

490 млн.лет [4]. Поэтому самый пристальный интерес в отношении поисков алмазов вызывают субщелочные мафиты первой фазы ордовикского и гипербазитов раннесилурийского? комплексов, среди которых могут быть обнаружены представители кимберлитовой и(или) лампроитовой формаций. Становлению рассматриваемой серии предшествовало развитие позднекембрийского корового ультракислого субщелочного вулканоплутонизма. В ордовике в связи с миграцией к поверхности базитового магматического очага, который фиксируется здесь гравиразведкой (рис. 4) [12, 15], сформировались крупные гранитоидные батолиты метасоматического генезиса с повышенной вертикальной мощностью. Как известно, Г.И.Туговик [26] подобные «базитовые купола» относит к перспективным в отношении алмазов, так как они включают интрузивные аналоги кимберлитовой формации — габбро-долеритовую, габбро-сиенитовую и др.

Тектоника. Южно-Синегорская впадина разбита на блоки разломами, вероятно, докембрийского заложения, которые образуют характерную решетку и обладают магмоконтролирующим характером. Это и обусловило развитие в ней как крупных полигенных вулканотектонических депрессий кальдерного типа и вулканотектонических поднятий, так и многочисленных мелких вулканотектонических просядов, экструзивов и вулканов центрального типа. В целом впадина представляет собой многокольцевой комплекс сложно соподчиненных разнопорядковых вулканотектонических структур. В северо-западной части депрессии выделяются два крупных вулканогенно-интрузивно-купольных поднятия (Вознесенское и Усть-Медведицкое), к которым приурочены глубинные магматические массы ультраосновного—основного состава (см. рис. 4); [10, 11, 12].

Вся остальная ее часть занята обширной специализированной на уран-молибденовое оруденение вулканотектонической депрессией, состоящей из тесно связанных кальдер проседания, грабенов и центрального вулканогенно-интрузивно-купольного поднятия (Еловое). В пределах Вознесенского поднятия

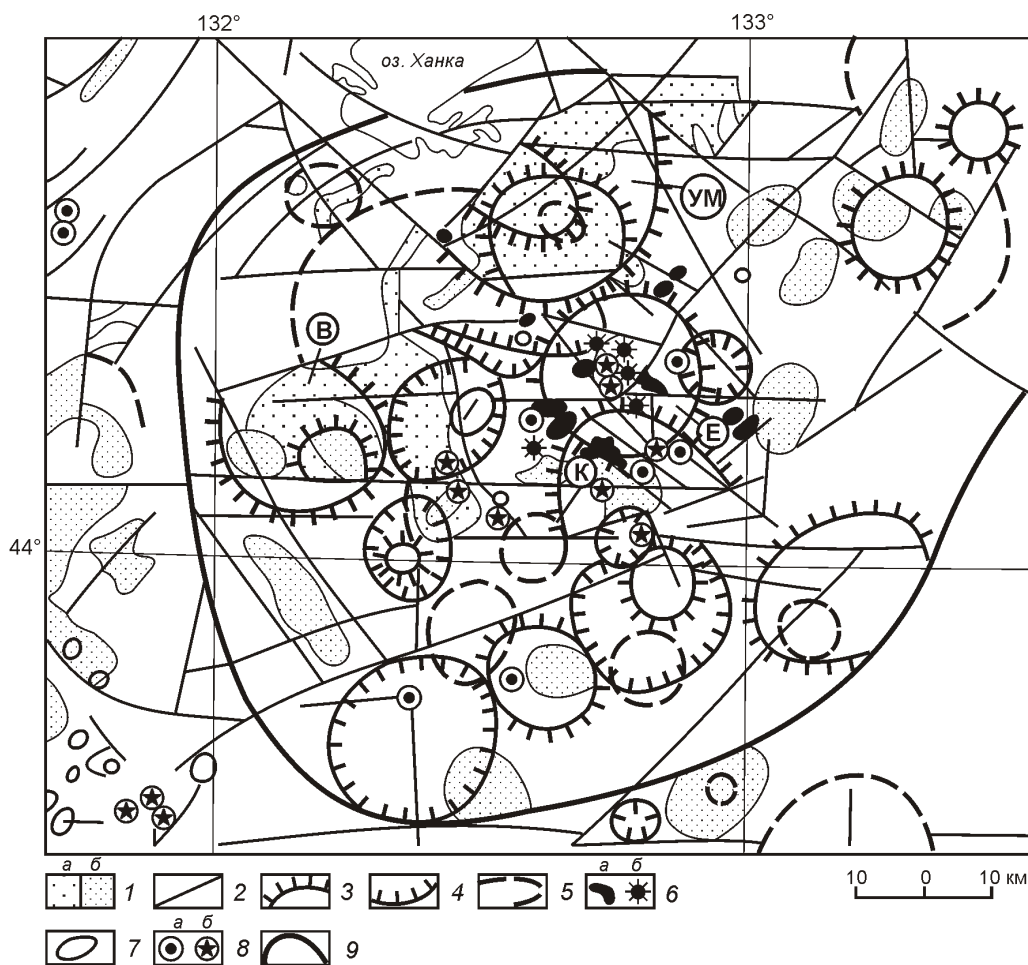


Рис. 4. Схема глубинного строения Южно-Синегорской впадины:

1 — глубинные интрузивные и субвулканические массы состава: а — основного, б — кислого (данные средне- и крупномасштабной грави- и магниторазведки); 2 — структурные элементы, выраженные линейными зонами градиентов и границами полей различного характера на карте локальных аномалий силы тяжести; границы: 3 — вулканогенно-интрузивно-купольных поднятий (В — Вознесенское, УМ — Усть-Медведицкое, Е — Еловое, К — Куйбышевское), 4 — вулканотектонических депрессий, выделенные по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным, 5 — кольцевых структур неясного генезиса, отшифрованные на космофотоснимках и топопланшетах мелкого и среднего масштабов; б — локальные центры извержений, выделенные по: а — максимумам z, б — минимумам g; 7 — щитовидные базальтоидные вулканические постройки, выделенные по магнитометрическим данным и отшифрованные на мелкомасштабных космофотоснимках; 8 — вулканические центры (а — крупные, б — мелкие), отшифрованные на мелкомасштабных космофотоснимках; 9 — граница Южно-Синегорской тектонической воронки

тия, где обнажается нижнекембрийский активизированный чехол, установлена [10] очаговая структура, образованная позднекембрийскими гранитоидами и риолитами, определяющая размещение крупных месторождений Sn, флюорита, Be, Ta, Nb, полиметаллов и др. В ядре Усть-Медведицкого купола, также сложенного нижнекембрийским чехлом, выступает базит-гипербазитовый комплекс с признаками алмазности [15, 16].

Концентрическое строение Южно-Синегорской дива-структуры (см. рисунки 2, 4) отчетливо проявляется благодаря дуговым, кольцевым линеаментам и линейным зонам градиентов силы тяжести, выявленным на мелко-масштабных космофотоснимках, картах локальных гравитационных аномалий и вертикальной расчлененности рельефа. Эти структурные элементы — индикаторы разломов во многих случаях заверены горными выработками. Большую помощь в изучении кольцевых структур различной иерархии и зон магмоконтролирующих дизъюнктивов, часто относящихся к типу скрытых разломов фундамента [2], оказали результаты дешифрирования средне- и крупномасштабной топоосновы, а затем и спектрональных космофотоснимков масштаба 1:1 000 000. Составленные при этом схемы дешифрирования линейных элементов рельефа, по существу, представляющие карты мега-трещиноватости, показали хорошую сходимость их как друг с другом, так и с геолого-геофизическими данными. На них четко проявились основные кольцевые структуры и крупные вулканические аппараты, а также определились главные системы разрывов («разломная решетка»), нередко фиксирующиеся мощными линейными гравитационными аномалиями типа «над ступенью». Особенно четко зоны скрытых разломов фундамента и глубинные магматические массы выделяются при крупномасштабных гравиметрических съемках, которые были проведены в Вознесенском и Синегорском рудных районах [9, 10 и др.].

В системе решетчатых разломов впадины выделяются пять направлений: широтное, меридиональное, северо-западное, север-северо-восточное и северо-восточное (45°). Вопрос о времени заложения дизъюнктивов во многих аспектах остается открытым. Однако ввиду их магмоконтролирующего характера в ряде случаев можно прийти к определенным выводам, основываясь на возрасте приуроченных к ним излившихся и интрузивных пород.

По данным большинства исследователей [2], наиболее древний (дорифейский) структурный план региона образован тектоническими линиями широтного и меридионального простирания, вдоль которых уже в раннем архее сформировались системы вулканических поясов, разделявшие зоны гранитообразования. Разломы северо-западного направления контролируют размещение позднекембрийских кислых магматических проявлений, поэтому они заложены, по-видимому, в рифее. Особенно четко эти дислокации выражены в пределах западной части Ханкайского массива, где среди них выделены крупные надвиги [5]. Север-северо-восточные структурные линии отвечают наиболее яркому «тихоокеанскому» направлению; они отграничивают Ханкайский массив от Сихотэ-Алинского и Туманган-Лаоелин-Гродековского покровно-складчатых поясов. Система северо-восточных дизъюнктивов согласуется со складчатыми структурами мезозойского и часто залечена палеозойско-мезозойскими офиолитами. На наш взгляд, эти разломы фиксируют положение палеотрогов, которые расположены косо по отношению к границам

Ханкайского массива и имеют торцовое сочленение с рифейскими структурами. Они заложены и развивались, вероятно, в берриасе и готерив-альбе, с чем связано надвигообразование и проявление фаз складчатости в Сихотэ-Алинском складчатом поясе [15].

Главные структурные элементы Южно-Синегорской впадины — крупные кальдерообразные вулканотектонические депрессии и вулканогенно-интрузивно-купольные поднятия, имеющие сложное строение и относящиеся к полигенетическому типу (Л.А.Изосов, 2002). Для впадины характерно асимметричное строение: ее южное обрамление составляют депрессии, а на севере и в центре структуры — выходят вулканогенно-интрузивно-купольные поднятия; кроме того, в западной части Южно-Синегорской впадины выделяется позднекембрийская локальная очаговая зона, выраженная вулканогенно-интрузивным куполом (см. рисунки 1, 2, 4).

Южно-Синегорская впадина фиксирует мощную очаговую зону и может быть достаточно уверенно отнесена (Л.А.Изосов, 1999) к типу тектоносферных воронок, описанных В.А.Абрамовым [1] на Сибирской платформе. Большой интерес представляют выводы В.А.Абрамова о существовании в литосфере «восходящих» и «нисходящих» воронок, которые, вероятно, имеют определяющее значение при формировании металлогенического профиля того или иного рудного узла. В рассматриваемом случае необходим углубленный структурно-формационный и металлогенический анализы для выявления таких рудоконтролирующих пар. Однако уже сейчас можно отметить, что Южно-Синегорская впадина имеет весьма сложное глубинное строение и представляет собой комплекс разнопорядковых тектоносферных воронок, по которым в палеозое происходил круговорот корового и мантийного вещества (многоуровневая конвекция). Следует обратить внимание также на факт приуроченности промышленных месторождений и крупных рудопроявлений Вознесенского и Синегорского рудных районов к вулканотектоническим структурам положительного знака. Поскольку в одной из них (Усть-Медведицкая) обнаружены слабоалмазносные ультрамафиты и минералы-индикаторы алмаза [15], а другая (Вознесенская) имеет сходное с ней глубинное строение, по-видимому, можно говорить об определенных перспективах Южно-Синегорской тектоносферной воронки в отношении алмазов [14]. В этом смысле большой интерес представляет работа И.Н.Говорова с соавторами [6], которые на основании петрологических исследований пришли к выводу о наличии кимберлитовой тенденции в эволюционном тренде магматитов Вознесенского рудного района.

В краевых частях Ханкайского массива проявились мезозойско-кайнозойские горизонтальные движения, которые в значительной степени деформировали палеозойские, в т.ч. и девонские, толщи [16]. По данным работы [21], во взаимоотношениях между глубинными уровнями гравитирующих масс Ханкайского массива отчетливо проявлены следы горизонтальных движений с северо-западным вектором, приведших к формированию складок северо-восточного простирания и повороту глубинных слоев в близширотном направлении. Изучение палеомагнетизма палеозойских пород Юго-Западного Приморья позволило Ю.С.Бретштейну с соавторами [3] прийти к выводу о том, что локальные блоки впадины испытывали дифференцированное вращение в течение всего палеозоя. Таким обра-

зом, горизонтальные и, в частности, вращательные движения устанавливаются в Южно-Синегорской впадине различными методами. В западном обрамлении Ханкайского массива был описан [11] Гродековский тектонический покров ордовикских гранитов. На широкое развитие в верхней части девонского вулканогенно-осадочного чехла сдвига-надвиговых дислокаций указал и М.В.Горошко [7], основываясь на результатах бурения многочисленных поисковых и опорных скважин в Синегорском рудном районе. При этом в девонских породах было выявлено большое количество пологих и горизонтальных зеркал скольжения, по которым происходило перемещение масс в западном направлении с амплитудами в несколько сотен метров. Приведенные материалы говорят о том, что фронтальные надвиги, проявленные в мезокайнозойе в Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системе [18, 19], перемещались в девонскую структурно-формационную зону Ханкайского массива и даже выходили за ее пределы. Таким образом, активизировались палеозойский чехольный комплекс и образования наложенных впадин, в результате чего мог происходить срыв и деформация разнопорядковых вулканогенно-интрузивных куполов.

История геологического развития. Южно-Синегорская впадина в начальные этапы своего развития выступала как внутриконтинентальный бассейн седиментации, палеогеографически связанный с Мировым океаном. В рифее—раннем кембрии в ней накапливались мощные кремнисто-карбонатные и черносланцевые толщии, геохимически специализированные на V, Ni, Co, Mo и Ag. В нижнем—среднем кембрии началась орогенная активизация впадины с образованием молассоидов (меркушевская свита). Разогрев верхней оболочки земной коры в позднем кембрии—ордовике привел к становлению крупных вулканогенно-интрузивных куполов.

По геохронологическим данным [21] в Вознесенском районе наиболее древними магматическими образованиями являются мелкие массивы габброидов и пироксенитов (559–87 млн.лет), прорывающие нижний кембрий и секущиеся гродековскими гранитами. Поэтому можно полагать, что в раннем палеозое (в среднем—позднем кембрии) здесь произошло заложение мощных мантийных магматических очагов длительного развития.

В позднем кембрии в западной части Южно-Синегорской впадины проявился магматизм типа «горячих точек» [17]: внедрились литий-фтористые высококремнеземистые и высококальциевые вознесенские субвулканические граниты и накопились комагматичные им толщии кислых вулканитов.

Главные события ордовика в регионе — внедрение трещинных интрузивов смешанного состава (габбро-сиениты) и последующее становление крупных гранитных масс, сопровождавшееся формированием молассовых впадин. Вначале они заполнялись грубообломочными отложениями (даубихезская свита), а затем — пестроцветными алевро-псаммитовыми (реттиховская свита). Моласса несогласно ложится на преимущественно карбонатные атдабанскую прохоровскую и боготомскую дмитриевскую свиты, а также с разрывом перекрывает интрузивы позднекембрийских и ордовикских гранитоидов. Поэтому в ней содержатся многочисленные обломки известняков с раннекембрийскими окаменелостями (до 50—60%) и гранитов (до 30—40%), а также присутствуют типичные аркозовые отложения.

Окончательное оформление Южно-Синегорской впадины как дива-структуры произошло в девоне—раннем карбоне (*этап дива*), когда интенсивно проявился бимодальный вулканизм и связанный с ним плутоизм. Толщии морских девонско-нижнекаменноугольных вулканитов в пределах впадины огромной мощности и по простиранию замещаются разновозрастными с ними чехольным комплексом Ханкайского массива — близгоризонтально залегающей маломощной слабоугленосной люторгской свитой наземного происхождения [16]. В поздней перми в регионе функционировали локальные кальдеры проседания, в которых отлагались толщии базальтов, андезитов, риолитов и туфов смешанного состава с остатками наземной флоры. В кайнозойе в Южно-Синегорской впадине заложилась Ханкайская межгорная депрессия рифтового происхождения, выполненная кайнозойскими угленосными отложениями.

Индикаторы Южно-Синегорской структуры как дива-впадины следующие: 1) в основании ее разреза рифей-силурийские, преимущественно осадочные, толщии, в т.ч. ордовик-силурийская моласса; 2) преимущественно девонско-нижнекаменноугольные терригенно-вулканогенные и вулканогенные толщии пестрого состава большой мощности, которые относятся к комплексу типа «пиньшань» по [27]; 3) впадина — постплатформенное образование. Это один из главных признаков дива-структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов В.А.* Глубинное строение Центрально-Алданского района. — Владивосток: Дальнаука, 1995.
2. *Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях.* — М.: Наука, 1979.
3. *Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 41—63.
4. *Ву Иашань, Джен Юаньшен, Тан Лянъян, Жан Анди.* Зависимость алмазности кимберлитов от тектонических структур фундамента Сино-Корейской платформы // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 117—123.
5. *Геология СССР.* Т. 32. Ч. 1. — М.: Недра, 1969.
6. *Говоров И.Н., Благодарова Н.С., Журавлев Д.З.* Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района (Приморье) по данным Rb-Sr изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 60—69.
7. *Горошко М.В.* Влияние пострудных дислокаций и процессов магматизма на оценку месторождений (на примере Алданского щита и Ханкайского массива) // Тихоокеанская геология. 1992. № 4. С. 77—82.
8. *Горошко М.В.* Впадины и прогибы длительного развития на докембрийских массивах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и их металлогения. Т. 1 // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых (Мат-лы 38 Тектонического совещания). — М.: ГЕОС, 2005. С. 167—171.
9. *Горошко М.В.* Рифейские депрессионные структуры древних платформ и массивов юго-востока России: геология и ураноносность. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. — Хабаровск: ИТиГ, 2001.
10. *Изосов Л.А., Рязанцева М.Д.* Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // Советская геология. 1977. № 2. С. 77—90.
11. *Изосов Л.А., Мельников Н.Г.* О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 1988. № 6. С. 47—53.
12. *Изосов Л.А., Петрицевский А.М., Бажанов В.А.* Позднекембрийский вулканоплутоновый комплекс Вознесенского рудного района Приморья // Советская геология. 1989. № 5. С. 90—95.

13. *Изосов Л.А.* Палеозойские дива-структуры зоны сочленения Северо-Восточного выступа Китайской платформы и Сихотэ-Алинской складчатой области // Тез. докл. международного симпозиума по проблемам дива-структур. — Благовещенск, 1991. С. 61—63.
14. *Изосов Л.А.* Южно-Синегорская тектоносферная воронка Ханкайского массива // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Тез. докл. 32 тектонического совещания. Т. 1. — М., 1999. С. 278—281.
15. *Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А.* Проблемы геологии и алмазности зоны перехода континент—океан (Япономорский и Желтоморский регионы). — Владивосток: Дальнаука, 2000.
16. *Изосов Л.А.* Среднепалеозойские формации и тектоника Япономорского региона. — Владивосток: Дальнаука, 2002.
17. *Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А.* и др. Тектоно-магматические системы аккреционной коры. — Владивосток, 1989.
18. *Мельников Н.Г., Изосов Л.А.* Структурно-формационное районирование Приморья // Тихоокеанская геология. 1984. № 1. С. 53—61.
19. *Мельников Н.Г., Изосов Л.А.* Кайнозойские тектонические покровы и перспективы углефтегазоносности Приморья // Геотектоника. 1990. № 3. С. 80—87.
20. *Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края (в 3 частях). Препринт. — Владивосток, 1987.
21. *Петрицевский А.М.* Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. — Владивосток: Изд-во Дальневосточного ун-та, 1988.
22. *Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н.* Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района (Приморье) // Тихоокеанская геология. 1994. № 4. С. 60—73.
23. *Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С.* Курханская алмазная диатрама северной части Ханкайского массива: строение и состав пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 46—59.
24. *Смирнов А.М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
25. *Смирнов А.М., Давыдов А.И., Изосов Л.А.* и др. Кембрийская липаритовая формация Приморья // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 2. С. 17—429.
26. *Туговик Г.И.* Кимберлитовый магматизм Буреинского массива и его обрамления // Магматизм и рудоносность вулканических поясов. Ч. 2. — Хабаровск: ДВО АН СССР, 1988. С. 14—17.
27. *Chen Guoda.* The third basic tectonic element of the earth's crust — the diwa region // Kexue Tongbao. 1959 (3). P. 94—95.

УДК 551.762.3:550.832 (571.1-195.4)

Коллектив авторов, 2006

Строение баженовской свиты Широкого Приобья по геофизическим исследованиям скважин*

Л.А.КРОЛЬ, Ф.Г.ГУРАРИ, А.И.ЛАРИЧЕВ, Е.Ю.ЛАПТЕВА, А.С.ФОМИЧЕВ (ФГУП «СНИИГ и МС»), Н.Я.МЕДВЕДЕВ, И.М.КОС (ОАО «Сургутнефтегаз»), А.А.ПОТРЯЮВ, Г.К.СКАЧЕК (ТПП «Когалымнефтегаз»)

Баженовская свита в последнее время стала объектом пристального внимания геологов-нефтяников и ученых в связи с выявлением залежей и пробной добычей нефти из них в районах Широкого Приобья. В частности, опыт промышленной эксплуатации залежей в баженовской свите нефтяниками ОАО «Сургутнефтегаз» доказывает высокий потенциал свиты для прироста промышленных запасов нефти [10].

Баженовская свита в качестве самостоятельного литостратона была выделена Ф.Г.Гурари в разрезах скважин, пробуренных в Омской впадине. Опубликована в 1959 г. в ранге пачки [3], в 1960 г. переведена в ранг свиты.

Вначале свита рассматривалась многими исследователями в качестве основной нефтепроизводящей толщи и регионального экрана. Первое предположение о возможности выявления в баженовской свите залежей нефти промышленного масштаба было опубликовано Ф.Г.Гурари [4]. Он предложил опробовать всю толщу марьяновских (баженовских) аргиллитов открытым забоем для выявления вероятных трещиноватых зон, аккумулирующих нефть. Такое опробование было проведено на Назинской площади, но притоков получено не было. Лишь через семь лет (1968) первый промышленный фонтан из баженовских аргиллитов ударил на Салымской площади. Мощный при-

ток нефти из глинистой толщи, как тогда считали, был настолько необычен, что первое время ряд исследователей утверждал, что нефть идет из песчаников, незамеченных в разрезе. Последующие фонтаны, полученные на этой, а затем на других площадях, убедительно показали, что нефтяная залежь приурочена к зонам трещиноватых баженовских аргиллитов.

Промышленные скопления нефти в баженовской свите известны более 30 лет. Проведена опытно-промышленная эксплуатация скважин Салымского района и на западе Сургутского свода. [11].

О строении баженовской свиты и ее нефтеносности уже появилось много публикаций. По мере разбуривания баженовской свиты выявлялись новые особенности ее строения. Оказалось, что в ней имеются узкие, протяженные зоны, в которых битуминозные баженовские аргиллиты находятся в частом переслаивании с пластами песчаников, алевролитов и небитуминозных аргиллитов. Эти зоны получили название *аномальных разрезов* (АР). На изучаемой территории, в тектоническом отношении приуроченной к северной части Нижневартовского свода, северной и центральной частям Сургутского, Яромовскому и Западно-Вэнгапурскому прогибам, зоны аномальных разрезов распространены широко. В качестве тектонической основы использовалась «Тектоническая карта мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты», масштаба 1:1 000 000 (редактор И.И.Нестеров, 1990).

При изучении баженовской свиты в этом районе были использованы материалы геофизических исследований скважин (КС, ПС, ГК, НГК, КВ, ГПП и АК) по более чем 1200 скважинам и сейсмические материалы, позволившие уточнить границы зон с нормальными (НР) и аномальными

*В тексте статьи использованы сокращения геофизических методов исследования: КС — метод кажущегося сопротивления; ПС — метод потенциалов собственной поляризации; ГК — гамма-каротаж; НГК — нейтронный гамма-каротаж; КВ — кавернометрия; ГПП — гамма-гамма каротаж; АК — акустический каротаж; БК — боковой каротаж.