

А.С.ЕГОРОВ, д-р геол.-минерал. наук, профессор, asegorov@spmi.ru

О.Е.СМИРНОВ, аспирант, smirnov.olegevg@gmail.com

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург

A.S.EGOROV, Dr. in geol. & min. sc., professor, asegorov@spmi.ru

O.E.SMIRNOV, post-graduate student, smirnov.olegevg@gmail.com

National Mineral Resources University (University of Mines), Saint Petersburg

СТРУКТУРНЫЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК БАРЕНЦЕВОМОРСКО-КАРСКОГО РЕГИОНА И СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА

Рассматриваются особенности глубинного строения и вещественного состава структур, сформированных во внутриплитных геодинамических обстановках – горячих точках, внутриконтинентальных рифтах, внутриплитных бассейнах и пассивных континентальных окраинах. Рассмотрены особенности проявления структур этих типов в пределах Баренцевоморско-Карского региона и северной окраины Евразийского континента.

Ключевые слова: глубинное строение, петрофизические характеристики, внутриплитные геодинамические обстановки, Баренцевоморско-Карский регион и северная окраина Евразийского континента.

STRUCTURAL AND PETROPHYSICAL CHARACTERISTICS OF INTRAPLATE GEODYNAMIC SETTINGS OF THE BARENTS-KARA REGION AND NORTHERN MARGIN OF EURASIAN CONTINENT

Characteristic features of deep structure and petrophysical parameters of intraplate structures (hot spots, intracontinental rifts, intraplate basins and passive continental margins) are considered. Examples of the structures of Barents-Kara region and Eurasian continent north margin are presented.

Key words: deep structure, petrophysical parameters, intraplate geodynamic settings, Barents-Kara region and northern margin of Eurasian continent.

Введение. Активное развитие региональных геолого-геофизических исследований континентальной и шельфовой частей территории Российской Федерации предопределяет необходимость обоснования и практического использования обобщенных структурно-вещественных моделей типовых геодинамических обстановок.

В соответствии представлениями тектоники литосферных плит к внутриплитным геодинамическим обстановкам относятся горячие точки, внутриконтинентальные рифты;

внутриплитные бассейны и пассивные континентальные окраины.

Горячие точки. Формирование горячих точек, развивающихся во внутренних частях литосферных плит, связывается с подъемом горячих струй мантийного вещества из теплового источника, которой стационарен относительно перемещающейся над ним литосферной плиты (рис.1).

Наиболее контрастно этот процесс проявлен в пределах океанов, где горячие точки проявляются в форме цепи вулканических

островов. В пределах этих островных архипелагов установлено последовательное увеличение возраста вулканизма по мере удаления от современной горячей точки. На современной поверхности Земли выделяются от нескольких десятков до сотни таких структур. Их характерным примером является цепь вулканических сооружений, протягивающихся от архипелага Гавайских островов до Императорского хребта в Тихом океане.

На поверхности горячие точки проявляются как изометричные области риолитового, трахитового и базальтового магматизма. С проявлением этих процессов в пределах древних платформ связывается заложение кимберлитовых полей и траппов.

Поперечные размеры горячих точек варьируют в пределах от 50 до нескольких сотен километров. Древние горячие точки часто перекрыты более молодыми осадочными толщами и картируются по характерной радиально-концентрической зональности геофизических полей, фототоновых особенностей космических снимков. Они часто проявляются как смена простирания и искажение морфологии доминирующих аномалий. Это заключение, в частности, подтверждается анализом зональности гравитационного и магнитного полей в пределах Архангельской кимберлитовой провинции (рис.2).

Кольцевые структуры (КС), имеющие аналогичные Архангельской КС геологоструктурную позицию и характер геофизического проявления, в пределах Восточно-Европейской платформы картируются в виде цепи КС общего северо-западного простирания. Первая из них трассируется от Предуралья (КС района Березники – Красновишерск) через район Котласа и Архангельска до Хибинской КС. В сечении профиля ГСЗ-МОВЗ «Рубин-1» «Предуральская» и «Котласская» КС проявляются утонением мощности коры за счет радикального утонения нижнекорового слоя и погружения сегментов верхней-средней коры вдоль центриклинальной системы глубинных дислокаций [2]. Южная цепь включает две КС на северном фланге геоблока Сарматия. Одна из них – Ефремовская КС в сече-

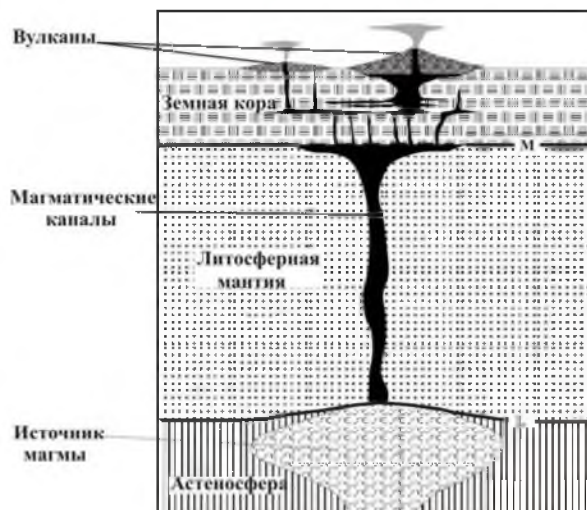


Рис.1. Обобщенный разрез горячей точки

нии опорного профиля сейсмического профиля «1-ЕВ» проявляется погружением высокоотражающих горизонтов верхней коры с амплитудой до 5 км вдоль центриклинальной системы пологих деформаций; в разрезе нижней коры ей отвечает воздымание нижнекорового высокоотражающего слоя и границы Мохоровичича с амплитудой до 7-8 км (рис.3).

Эта структура проявляется и на геоэлектрическом разрезе, гравиметрической и магнитометрической моделях. Дискордантное положение Ефремовской «горячей точки» относительно ранне- и позднепротерозойских структур, позволяет предполагать более поздний, вероятно, палеозойский возраст ее заложения.

Внутриконтинентальные рифты. Под рифтом понимается линейный прогиб в рельефе земной поверхности, ограниченный системой субпараллельных сбросов, часто – со значимой сдвиговой компонентой смещений смежных блоков [1]. Под действием горизонтально ориентированных сил растяжения мощность земной коры и литосферы в целом здесь существенно уменьшена. Отдельные внутриконтинентальные рифты имеют протяженность до сотен километров; ширину от 10-20 до 60 км; мощность – до 10-15 км (рис.4).

В вертикальном сечении для рифтовых впадин характерна асимметричная грабено-

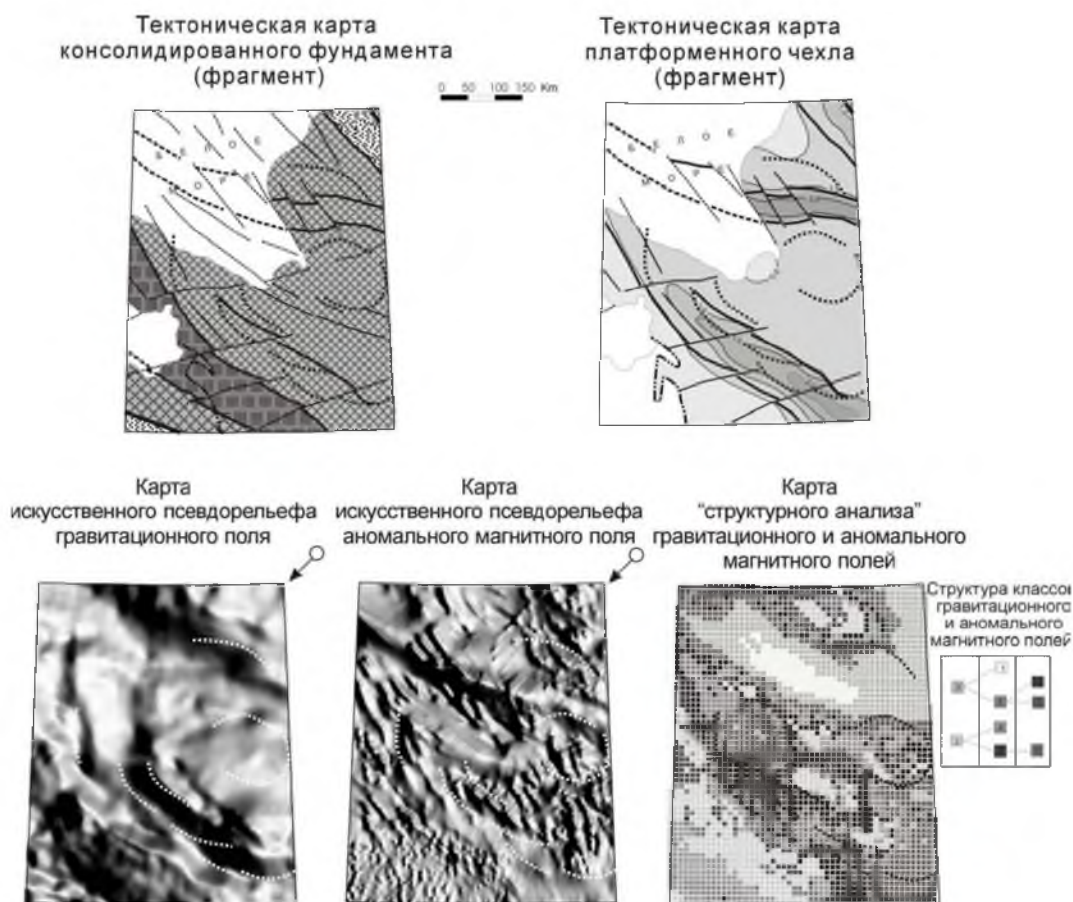


Рис.2. Проявление Архангельской горячей точки в характерной кольцевой зональности гравитационного и магнитного полей на фоне доминирующих аномалий северо-западного простирания (белыми или черными пунктирными линиями намечены кольцевые линеаменты)

образная морфология с увеличением мощности в опущенных крыльях. Морфология рифтовой впадины и характер глубинных дислокаций, в том числе полого наклонной зоны деструкции земной коры и верхней мантии, часто описываются с использованием модели «простого сдвига» (или модели Вернике).

Рифтовая долина заполняется синрифтовым комплексом – совокупностью осадочных (моласса) и вулканогенных толщ. Последние имеют преимущественно базальтовый состав. В условиях аридного климата в рифтовый комплекс входят соленосные отложения; в гумидном климате – угленосные отложения. Верхи его разреза иногда представлены маломощными морскими и озерными осадками. Интегральная плотность образований рифтовой долины опре-

деляется весовой долей осадочных ($2,65 \text{ г/см}^3$) и вулканогенных пород ($2,85\text{--}2,90 \text{ г/см}^3$). По сейсмическим данным для них характерно аномальное строение верхней мантии с пониженными значениями скорости V_p ($7,2\text{--}8,0 \text{ км/с}$) и расчетных значений плотности (менее $3,25 \text{ г/см}^3$). В ряде структур в лежащем крыле древних рифтов по данным ГСЗ выделяются нижнекоровые области с повышенными (более $7,15\text{--}7,20 \text{ км/с}$) значениями скорости V_p и расчетных значений плотности (более $3,10 \text{ г/см}^3$). Такие образования получили название «рифтовых подушек» или «коро-мантийной смеси».

Характерным примером, иллюстрирующим особенности глубинного строения древней континентальной литосферы внутриконтинентальных рифтогенных зон, является глубинный разрез Вилуйско-Патомской

зоны вдоль линии геотраверса «Березово – Усть-Мая», построенный с использованием данных ГСЗ (данные Центра ГЕОН), результатов интерпретации гравитационного, магнитного и теплового полей (рис.5). По геологическим данным предполагается длительная эволюция этой структуры в режиме растяжения: в позднем протерозое произошло формирование системы рифтогенных грабенов, заложение и формирование мощного осадочного бассейна; в девонский период – новый цикл рифтогенных процессов, который привел к дальнейшему растяжению земной коры и литосферы в целом, мощным вулканическим излияниям и дальнейшему заполнению осадочного бассейна. Для этой рифтогенной зоны характерно радикальное утонение мощности литосферы с 200 до 100 км и кристаллической коры от 40 до 20 км. Мощность осадочно-вулканогенных толщ в осевой части бассейна достигает 20 км.

Научными исследованиями современных и древних рифтогенных структур установлена их пространственно-генетическая связь с горячими точками. Образованию рифта предшествует рост обширного сводового поднятия земной коры, возникающего над линзой аномально разогретого, разуплотненного и частично расплавленного материала мантии. Результатом этих процессов часто является формирование сетевидно пересекающихся зон рифтогенеза, относительно равномерно распределенных по площади заложеного осадочного бассейна. Именно такой характер имеет сеть рифтогенных структур в фундаменте Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирского и Южно-Карского бассейнов (рис.6).

Внутриконтинентальные бассейны.

Под внутриконтинентальным бассейном понимается ареал накопления субгоризонтально или пологодеформированных осадочных (или с участием вулканогенно-осадочных) нематаморфизованных горных пород, локализованных в виде сплошного покрова во внутренней стабильной части литосферной плиты на консолидированном фундаменте континентального типа. Последний сложен

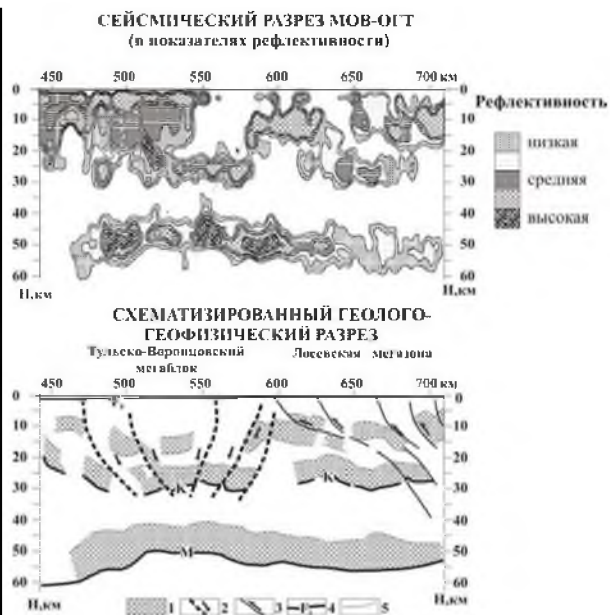


Рис.3. Особенности проявления Ефремовской горячей точки на глубинных разрезах земной коры (построено с использованием данных ФГУ НПП «Спецгеофизика»)

Условные обозначения: 1 – высокорелективные толщ в разрезе кристаллической коры; 2-3 – кинематический тип тектонических перемещений сегментов кристаллической коры, намечаемый по комплексу геофизических данных (2 – сброс, 3 – надвиг); 4 – опорные границы радиальной расслоенности земной коры (F_0 – подошва вулканогенно-осадочного слоя, К – подошва «верхней коры»; М – подошва «нижней коры» (граница Мохоравичича); 5 – границы высокорелективных толщ

сильно дислоцированными осадочными, вулканическими, метаморфическими и интрузивными породами [1]. Для внутриконтинентальных бассейнов характерна стабильность осадконакопления на больших площадях, что проявляется в выдержанности по площади маломощных осадочных комплексов, мелководности осадков, малой фациальной изменчивости. В составе чехла выделяются континентальная обломочная, карбонатная, угленосная и эвапоритовая формации. Наиболее распространенными на платформах магматическими породами являются образования трапповой ассоциации.

Петрофизические характеристики образований внутриконтинентальных бассейнов и, соответственно, характер их проявления в потенциальных геофизических полях и на сейсмических разрезах зависят их от состава, степени литификации и мощности, а также весовой доли комплексов с аномаль-

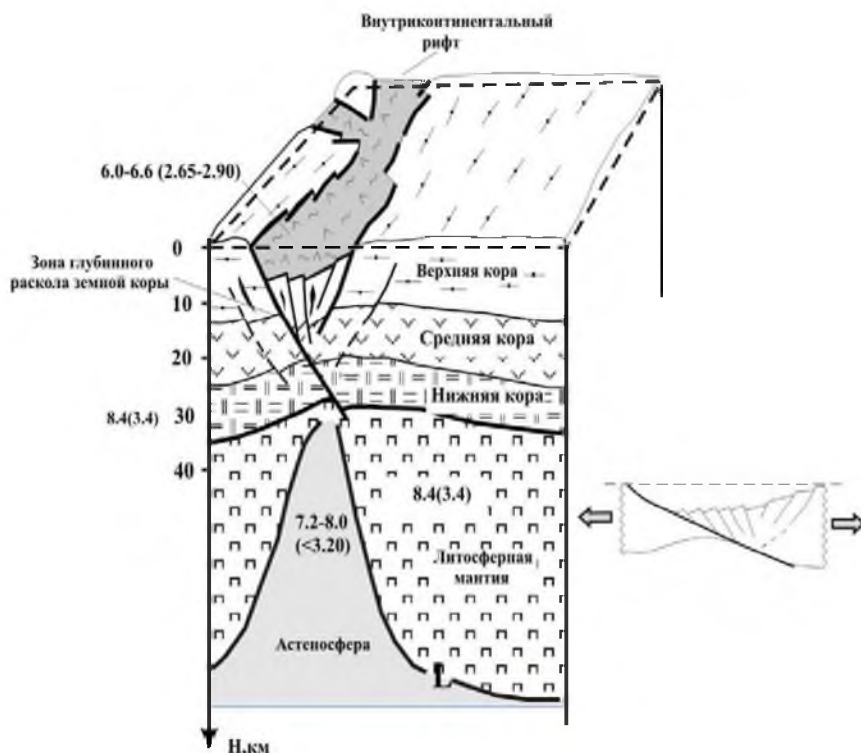


Рис.4. Обобщенная модель глубинного строения внутриконтинентального рифта.

Указаны средние скорости продольных волн (км/с) и в скобках плотности (г/см^3)

Внутриконтинентальные рифты – протяженные, опущенные блоки или грабены, заложение которых связывается с растяжением, утонением и разрывом литосферы. Главные особенности глубинного строения: рифтовая долина, пологой наклонной зона деструкции литосферы; утонение земной коры и литосферы в целом; изменение физических параметров подкоровой мантии. В правой части рисунка представлена обобщенная модель «чистого сдвига»

ными плотностными характеристиками. Эти взаимосвязи могут быть рассмотрены на примере палеозойско-мезозойского чехла Тимано-Печорского региона. Плотность нижнего терригенного комплекса (кембрий – ордовик) изменяется от 2,45 до 2,65 г/см^3 ; скорость $V_p = 2,0-3,6$ км/с. Плотность верхнего карбонатного комплекса (поздний девон – ранняя пермь) – 2,50-2,70 г/см^3 ; скорость $V_p = 3,0-4,1$ км/с. Плотность верхнего терригенного комплекса составляет от 2,30 до 2,60 г/см^3 ; скорость $V_p = 1,9-3,1$ км/с. Средняя плотность палеозойско-мезозойских осадочных толщ изменяется в пределах от 2,40 до 2,65 г/см^3 . Интегральная плотность фанерозойского осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (с введением поправки за флюидонасыщенность) варьирует в пределах от 2,30 до 2,60 г/см^3 ; скорость $V_p = 1,9-3,9$ км/с [3].

Осадочный чехол внутриконтинентальных областей характеризуется относительно слабой тектонической дислоцированностью. Тем не менее, здесь формируются антеклизы, синеклизы, валы, диапиры, купола, локальные поднятия, надразломные складки, складки облекания, и другие. Характерными примерами древних осадочных бассейнов являются Восточно-Европейская и Сибирская платформы, на глубинных разрезах которых выделяются глубокие прогибы осадочного чехла, приуроченные к структурам внутриконтинентального рифтогенеза. На окраинах платформ, отвечающих дивергентным границам плиты, часто прослеживаются эшелонированные системы рифтов субпараллельных границе древней континентальной плиты. Такая картина, например, моделируется в разрезе Тимано-Печорской окраины палеоплиты Балтия.

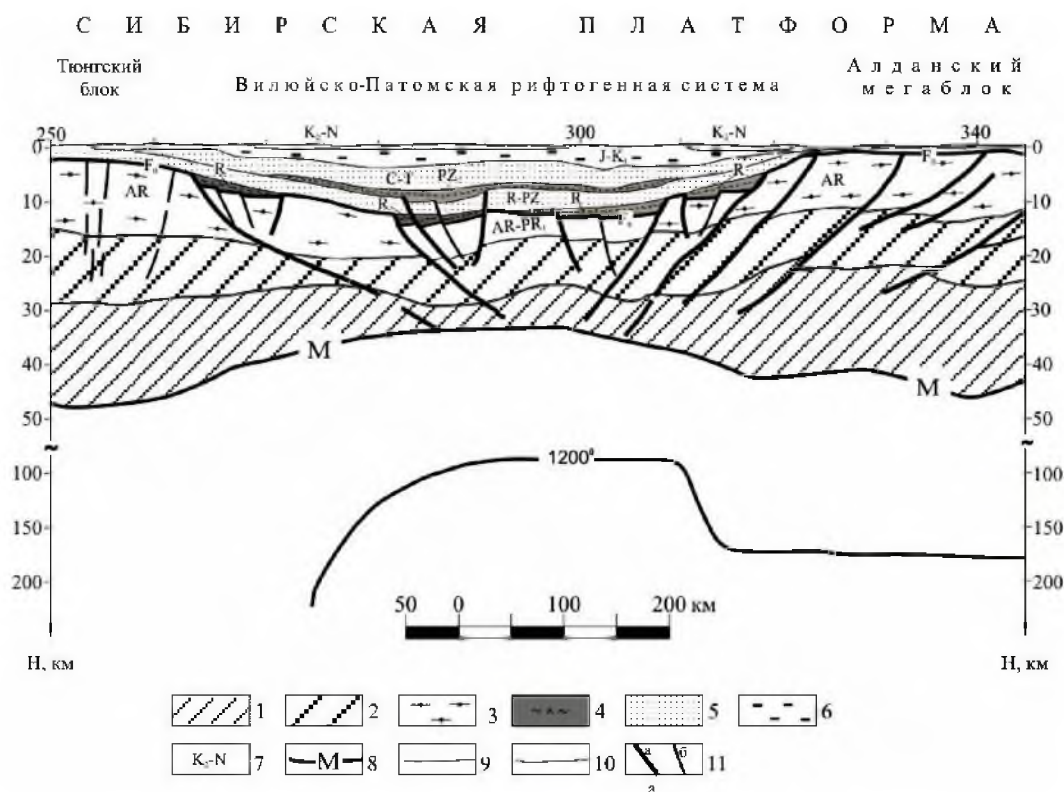


Рис.5. Глубинный разрез литосферы Вилуйско-Патомской зоны рифтогенеза (вдоль профиля ГСЗ «Березово – Усть-Мая»)

Условные обозначения: 1-6 – Структурно-вещественные подразделения земной коры и верхней мантии: 1 – нижнекоровый мегаслой; 2 – среднекоровый мегаслой; 3 – гранито-гнейсовый слой верхнекорового мегаслоя; 4 – внутриконтинентальные рифты; 5-6 – внутриконтинентальный осадочный бассейн, в т.ч. угленосно-терригенная формация (6); 7 – возраст геологических комплексов; 8-10 – границы радиальной расслоенности земной коры (8 – главные, в том числе подошва платформенного чехла (F_0), подошва земной коры (M), подошва литосферы (L); 9-10 – границы радиальной расслоенности более низких рангов; 11 – разрывные нарушения (а – главные, б – второстепенные)

Длительное унаследованное проявление рифтогенеза, как это показано выше на примере Вилуйско-Патомской рифтогенной системы, приводит к радикальному уменьшению мощности консолидированной коры и литосферы в целом и аномально высокой мощности (до 15-16 км) платформенного чехла. Обусловленность формирования платформенного чехла рифтогенными процессами характерна и для молодой Западно-Сибирской платформы. В разрезе ее чехла выделяется сложная система валов и впадин, общий структурный план которых в значительной степени определяется структурой раннемезозойских рифтов, которые, как правило, приурочены к межблоковым (сутурным) зонам палеозойского консолидированного фундамента.

Формирование приповерхностных структур погружения и поднятия более высокого порядка – синеклиз и антеклиз, связываются с реакцией внутренних областей плит на динамические напряжения на их границах, вызывающих коробление коры внутренних областей плит.

Пассивные континентальные окраины. Пассивная континентальная окраина представляет собой особый тип внутриплитных обстановок, который формируется в переходной зоне от континента к океану, и для которой характерно накопление мощных (до 10 км и более) толщ осадочных пород. Заложение наиболее распространенного эпирифтогенного типа пассивной окраины относится к стадии континентального рифтогенеза, который сопровождался растяже-

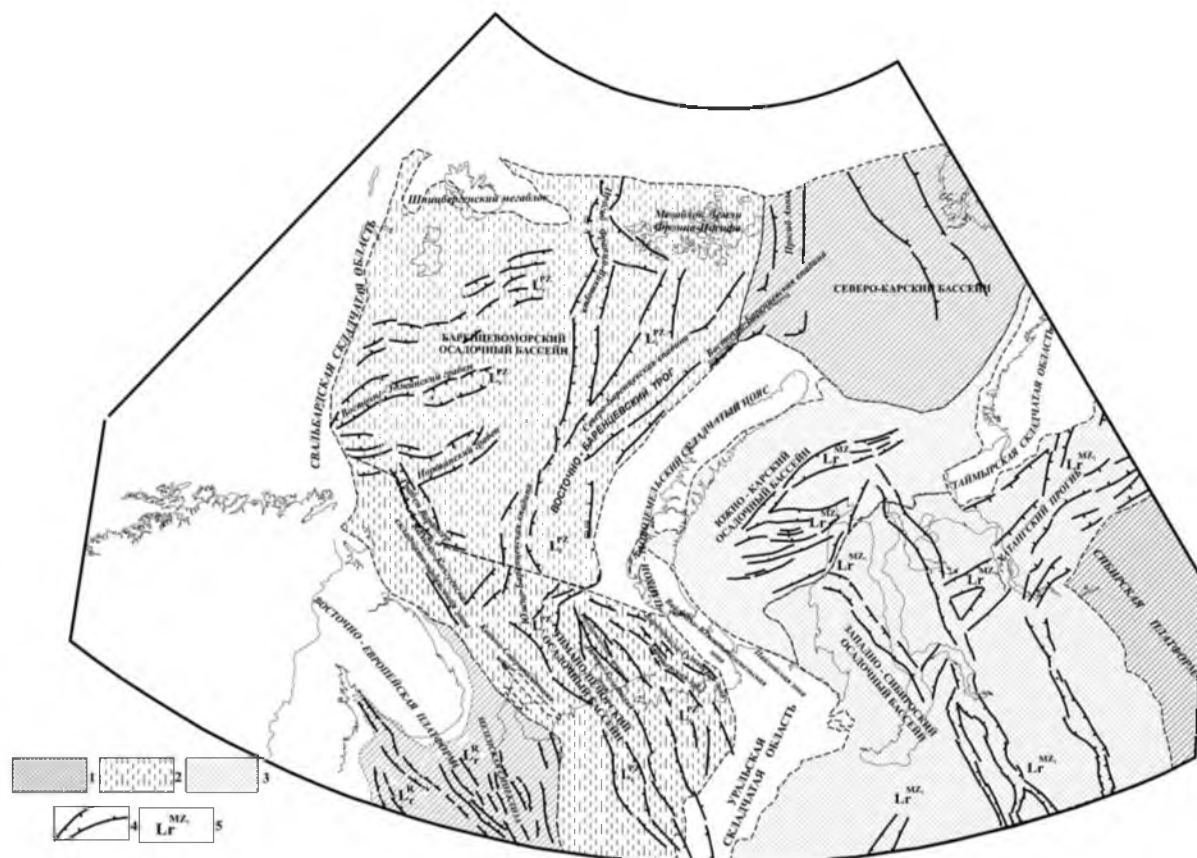


Рис.6. Рифтогенные структуры в основании осадочных бассейнов Баренцево-Карского региона и северной окраины Евразийского континента

Условные обозначения: 1-3. Осадочные бассейны (1 – древних Восточно-Европейской, Сибирской платформ и Карской плиты, 2 – Тимано-Печорского и Баренцево-Карского палеозойских осадочных бассейнов, 3 – мезозойского Западно-Сибирского и Южно-Карского осадочного бассейнов); 4 – рифтовые структуры базальной части осадочных бассейнов (L^R – рифейские, L^{PZ} – палеозойские, L^{MZ1} – раннемезозойские); 5 – возраст рифтовых структур

нием и утонением континентальной коры, формированием грабенов, излиянием щелочных базальтов, и завершался разрывом ее сплошности и заложением океанического бассейна. На более поздней стадии развития эти бассейны становятся частью внутренних частей плит, так как граница плиты в ходе спрединга отодвигается от начальной позиции. Современная пассивная окраина запада Российской Арктики охватывает громадные территории восточной части бассейна Баренцева моря и акваторию Карского моря.

Глубинный разрез пассивной окраины имеет строгую зональность и ряд общих для всех структур этого типа особенностей. В составе пассивных окраин выделяется: шельф, континентальный склон и континентальное подножие (рис. 7).

Шельф представляет собой окраину континента с пологим погружением поверхности, простирающуюся от береговой линии до верхней кромки *континентального склона*, лежащей на глубине от 200 до 600 м ниже уровня моря. Шельф развивается на утоненной коре континентального типа мощностью 25-30 км. Шельфовые осадки, накапливающиеся в результате привноса обломочного материала с суши, представлены морской молассовой и угленосной формациями. На внешней кромке шельфа в условиях тропического климата образуются барьерные рифы.

Континентальный склон является уступом пассивной континентальной окраины, опускающимся от глубин 200-600 м до 2,5 км и более и отличающимся повышен-

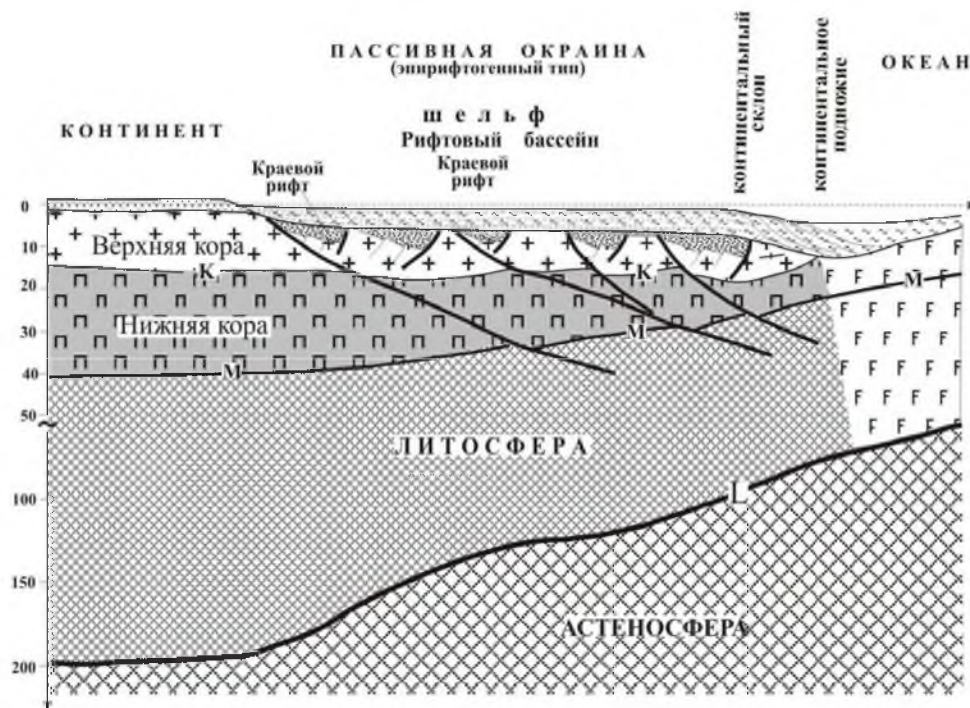


Рис.7. Обобщенная модель глубинного строения пассивной континентальной окраины

Шельф – окраина континента с пологим погружением поверхности на глубину до 600 м (состав осадков – морская моласса, рифовая, угленосная формации).

Континентальный склон – утоненная континентальная кора (состав осадков – флишевая, флишоидная, олистостромовая формации).

Континентальное подножие – мощная толща осадков (до 15-20 км) на коре океанического типа (состав осадков – флишевая, флишоидная, олистостромовая формации)

ным (от 3-5° до 30-40°) уклоном дна. Он разбит серией грабенов, субпараллельных краю океанической коры и ступенчато погружающихся от континента в сторону океана. Типоморфными осадочными формациями этой зоны являются флишевая и флишоидная, олистостромовая. Эта зона характеризуется моноклинальным или ступенчато-моноклинальным погружением фундамента и повышенной (10-12 км) мощностью осадков. По континентальному склону происходит быстрое переотложение мощных толщ шельфовых осадков вниз, которое описывается механизмом «лавинной седиментации».

Континентальное подножие представляет собой аккумулятивную террасу у подножия континентального склона, сложенную мощной (до 15 км) толщей осадков, залегающих на коре переходного типа близкого к океанической коре. Осадки представле-

ны флишевой, флишоидной и олистостромовой формацией. Ширина континентального подножия достигает ширины сотен километров. Континентальное подножие характеризуется накоплением мощной толщи осадков, среди которых изобилуют *турбидиты*.

Комплексы древних рифейских, палеозойских и мезозойских пассивных континентальных окраин широко проявлены в составе консолидированной коры Евразийского континента. В большинстве структур эти образования испытали интенсивные деформации в ходе последующих орогенных процессов. Эти образования установлены геологическими исследованиями и моделируются по геофизическим данным в составе тектонических покровов и в автохтонном залегании в разрезах Уральской, Тимано-Печорской, Енисейской складчатых областей, консолидированном фундаменте Западно-Сибирской платформы и в других регионах.

Петрофизические характеристики образований древних пассивных окраин весьма вариативны и зависят от возраста, степени литификации и положения в разрезе. Так, нерасчлененные отложения рифейской пассивной окраины и чехлов микроплит выделяются на разрезах ГСЗ скоростными интервалами от 6,11 до 6,40 км/с, при средних значениях $V_p = 6,20-6,30$ км/с (расчетная плотность – 2,72-2,75 г/см³). В приповерхностной части разреза Западного Урала скорость рифейских отложений на разрезе ГСЗ $V_p = 5,00-6,10$ км/с; на более глубинных уровнях разреза Восточно-Уральского мегаблока значение $V_p = 6,15-6,30$ км/с.

Заключение. Особенности глубинного строения Баренцевоморско-Карского региона и смежных континентальных структур в значительной степени обусловлены проявлением внутриплитных геодинамических обстановок – горячих точек, внутриконтинентальных рифтов, внутриплитных бассейнов и пассивных континентальных окраин. Глубинные геолого-геофизические исследования этих петрофизически контрастных геологических объектов может базироваться на знании параметров их обобщенных теоретических моделей и использовании опыта их изучения в сечениях ранее выполненных опорных геофизических профилей (геотраверсов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл.ред. О.В.Петров. СПб:Изд-во ВСЕГЕИ, 2010.

2. Егоров А.С. Прогнозирование алмазоносных площадей на основе глубинных геолого-структурных и геофизических факторов (по результатам комплексных исследований вдоль опорного геофизического профиля 1-ЕВ «Кемь – Переславль Залесский – Воронеж») / А.С.Егоров, Ю.Н.Андрющенко, А.И.Атаков, Е.Н.Афанасьева // Прогнозирование и разведка месторождений алмазов, настоящее и будущее (АЛМАЗЫ-50). ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург. 2004. С.114-118.

3. Физические свойства осадочного чехла Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В.Подоба, М.Л.Озерской. М.: Недра, 1975. 280 с.

REFERENCES

1. Geological dictionary. In three volumes. Third edition, overworked and expanded / Edit. by O.V.Petrov. VSEGEI Press, Saint Petersburg, 2010.

2. Egorov A.S., Andriuschenko Yu.N., Atakov A.I., Aphanasieva E.N. Prediction of diamondiferous areas on the basis of geological deep structural and geophysical factors (according to the results of the comprehensive investigations along reference geophysical 1-EV «Kem – Pereslavl Zalesky – Voronezh profile») // Diamond deposits prediction and prospecting: past, present and future (DIAMONDS-50) // Papers presented to the conference dedicated to the 50th anniversary of discovery of the first diamond bearing kimberlite pipe «Zarnitsa». May 25-27 / VSEGEI Press. Saint Petersburg. 2004. P.114-118.

3. Physical parameters of sedimentary cover of the East-European platform / Edited by N.V.Podoba, M.L.Ozerskaya. Moscow: Nedra, 1975. 280 p.