

Региональные магнитные и гравитационные аномалии Сибирского кратона и их геологическая природа

© Л. В. Витте, А. Н. Василевский, Е. В. Павлов, 2009

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
Новосибирск, Россия

Поступила 26 мая 2009 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Проведено аналіз низькочастотної складової магнітного і гравітаційного полів Сибірського кратону. Показано зв'язок регіональних магнітних і гравітаційних аномалій з магнітними та густинними неоднорідностями у земній корі та верхній мантії, сформованими в процесі становлення великих магматичних провінцій: трапової, лужно-ультрасосновної та кімберлітової. Обґрунтовано тектонічний контроль магматизму великими системами регіональних глибинних рифтогенних розломів, пов'язаних із зонами розтягання літосфери.

Analysis of low-frequency component of magnetic and gravity fields of the Siberian cratone has been performed. Relations between regional magnetic and gravity anomalies with magnetic and density heterogeneities in the Earth's crust and upper mantle which were formed during the making of large magmatic provinces: trappean, alkaline-ultrabasic and kimberlite ones have been shown. Tectonic control of magmatism with large systems of regional deep riftogenic faults related to zones of the lithosphere stretching has been substantiated.

Введение. Статья посвящена анализу региональных магнитных и гравитационных аномалий Сибирского кратона с целью определения их геологической природы. Интерес к изучению аномалий этого класса обусловлен тем, что они служат важным источником информации о строении, составе, тепловом состоянии глубоких слоев земной коры и верхней мантии, а также о современных процессах, происходящих в этих слоях.

Использование региональных магнитных аномалий для изучения глубинного строения континентальной литосферы Земли в СССР было начато работами Зинаиды Александровны Крутиховской. Она многие годы курировала это научное направление. Зинаиде Александровне и ее сотрудникам принадлежат глубокие разработки в части создания магнитных моделей литосферы [Крутиховская, 1986; Крутиховская и др., 1982], а также петролого-тектонической их интерпретации [Крутиховская, Пашкевич, 1976; 1979]. Под редакцией З.А. Крутиховской вышли сборники, в кото-

рых рассматриваются вопросы выделения региональных магнитных аномалий, теории интерпретации [Страхов, 1984], анализ их морфологии, связи с другими геофизическими полями, а также геологическая природа региональных аномалий [Аномалии ..., 1982; Исследования ..., 1984].

Анализ магнитных и гравитационных аномалий, полученных по данным спутниковых наблюдений, совместно с сейсмическими и тепловыми моделями используется для решения широкого спектра геолого-геофизических задач: определения мощности и геологической природы намагниченных объектов в коре и верхней мантии [Purucker, Whaler, 2007; Maus et al., 2006; Taylor, Flawley, 1987], установления характера намагничения коры [Whaler, Langer, 1996], определения связи магнитных и плотностных границ с сейсмическими границами [Wasilewski, Mayhew, 1982; 1992], связи глубинной термальной структуры с длинноволновыми гравитационными и магнитными аномалиями [Diament, Kogan, 1990] и др.

Исследование крупных региональных магнитных и гравитационных аномалий древних платформ, их структуры, оценка глубин источников позволили исследователям допустить существование в литосфере на глубинах 10—15, 25—30 и 50 км магнитных и плотностных неоднородностей, создающих длинноволновые аномалии, определить глубины их физических источников (20—30 и 100—200 км) [Diamant, Kogan, 1990], природу намагничивания [Печерский и др., 2006; Schlinger, 1985] и геолого-тектоническую природу [Петрова, Портнова, 1984; Магнитная ..., 1990; Орлюк, Пашкевич, 1995; Kelso et al., 1993].

Вопросы интерпретации низкочастотных магнитных и гравитационных аномалий Сибирского кратона рассматривались преимущественно в региональном аспекте [Аномалии ..., 1982; Исследования ..., 1984; Колесова, Петрова, 1984; Петрова, Портнова, 1984]. В настоящей статье сделана попытка увязать аномалии этого класса с особенностями тектономагматических преобразований в земной коре и в мантии Сибирского кратона, завершившихся формированием крупных магматических провинций позднепалеозойско-мезозойского возраста. Проанализированы карты литосферных магнитных (вертикальная компонента) и региональных гравитационных аномалий по данным спутниковых съемок. Наиболее полный анализ литосферных магнитных аномалий, полученных по данным спутников CHAMP и ORSTED был сделан в диссертационной работе [Nemant, 2003]. Использованное им поле содержало гармоник в интервале 16—80. В основу наших построений положена модель литосферного магнитного поля NGDC-720, гармоник 16—720, что соответствует длинам волн от 2500 до 56 км. Осредненный вариант этой модели хорошо согласуется с моделью К. Nemant [Nemant, 2003]. Анализ высоких гармоник поля позволил нам уверенно сопоставлять его с полями, полученными наземными съемками масштаба 1 : 1 000 000. Гравитационное поле, обсуждаемое в статье, получено по данным спутниковой альтиметрии (модель KMS02) [Andersen, Knudsen, 1998; Andersen et al., 2003].

Характеристика магнитного и гравитационного полей Сибирского кратона. На рис. 1 показана осредненная модель литосферного магнитного поля (NGDC-720) Сибирского кратона, на врезке — карта магнитного поля этой же территории по более ранним спутниковым данным [Nemant, 2003]. На

этих картах в пределах Сибирского кратона выделяются региональные низкочастотные аномалии интенсивностью 5—16 нТл: Алданская, Анабарская и Байкальская. Эпицентральные части аномалий соответствуют Алданскому щиту, Анабарскому щиту и прилегающим к нему районам, центральной части озера Байкал и прилегающим к нему участкам северо-западного и юго-восточного Прибайкалья. Повышенные значения напряженности магнитного поля (до 6 нТл) характеризуют всю Алданскую антеклизу, для Анабарской аномалии ареал повышенных значений распространяется на всю северную половину платформы, для Байкальской аномалии он охватывает восточную часть Иркутского амфитеатра, восточное и южное Забайкалье.

На карте региональных аномалий гравитационного поля (рис. 2) [Andersen, Knudsen 1998; Andersen et al., 2003] Алданской региональной магнитной аномалии соответствует интенсивный региональный гравитационный максимум, являющийся северной частью крупной области высоких значений напряженности гравитационного поля (северной части Сино-Корейской платформы). Северо-восточная часть Сибирского кратона характеризуется системой региональных гравитационных максимумов; наиболее интенсивный максимум отвечает Анабарскому щиту, Оленекско-Якутская полоса менее интенсивных гравитационных максимумов обрамляет щит с юга и востока. Северо-западная часть кратона в гравитационном поле характеризуется обширным максимумом силы тяжести над плато Путорана, обрамленным региональными гравитационными максимумами Норильско-Хараелахской и Маймеча-Котуской тектономагматических зон. В западной части кратона выделяется Бахтинско-Байкитская область гравитационных максимумов.

Обширные ареалы положительных значений гравитационного поля северо-северо-западной и юго-восточной частей Сибирского кратона разделены крупной зоной преимущественно отрицательных значений напряженности гравитационного поля. Эта зона северо-восточного простираения, ограниченная глубинными региональными разломами, прослеживается от обширного Ангаро-Тасеевского минимума силы тяжести к Лено-Вилюйской системе региональных гравитационных минимумов. Крупная система глубинных региональных разломов субмеридионального простираения разделяет Анабаро-Оленекско-

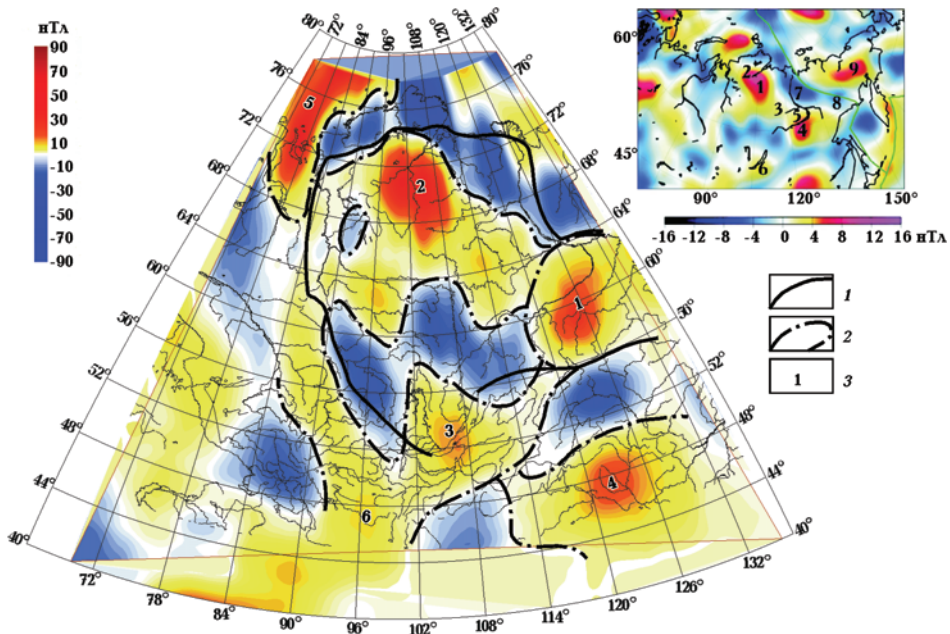


Рис. 1. Карта региональных магнитных аномалий Сибирского кратона и его обрамления (сферические гармоники 16—80, альтитуда 400, врезка по [Немант, 2003]: 1 — границы Сибирского кратона, 2 — границы аномальных областей, 3 — положительные магнитные аномалии (1 — Алданская, 2 — Анабарская, 3 — Прибайкальская, 4 — Хинганская, 5 — Гыданская, 6 — Хангайская).

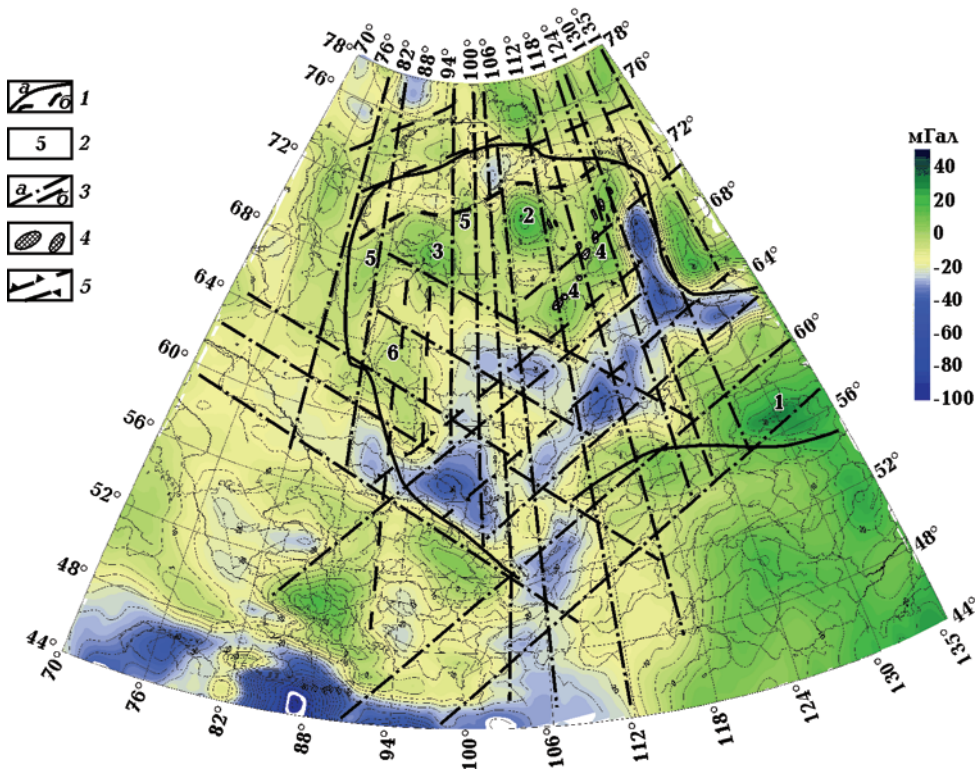


Рис. 2. Карта региональных гравитационных аномалий Сибирского кратона [Andersen, Knudsen, 1998; Andersen et al., 2003]: 1 — граница Сибирского кратона (а), южная граница рифтовых прогибов Енисей-Хатангской зоны (б), 2 — максимумы силы тяжести (1 — Алданский, 2 — Анабарский, 3 — Путоранский, 4 — Оленекско-Якутский, 5 — Норильско-Хараелахский — Маймеча-Котуйский, 6 — Бахтинско-Байкитский), 3 — региональные глубинные рифтогенные разломы (а — первого порядка, б — более мелкого масштаба), 4 — кимберлитовые поля, 5 — глубинные ограничения Ангаро-Вилуйского внутриконтинентального прогиба по [Егоркин и др., 1988].

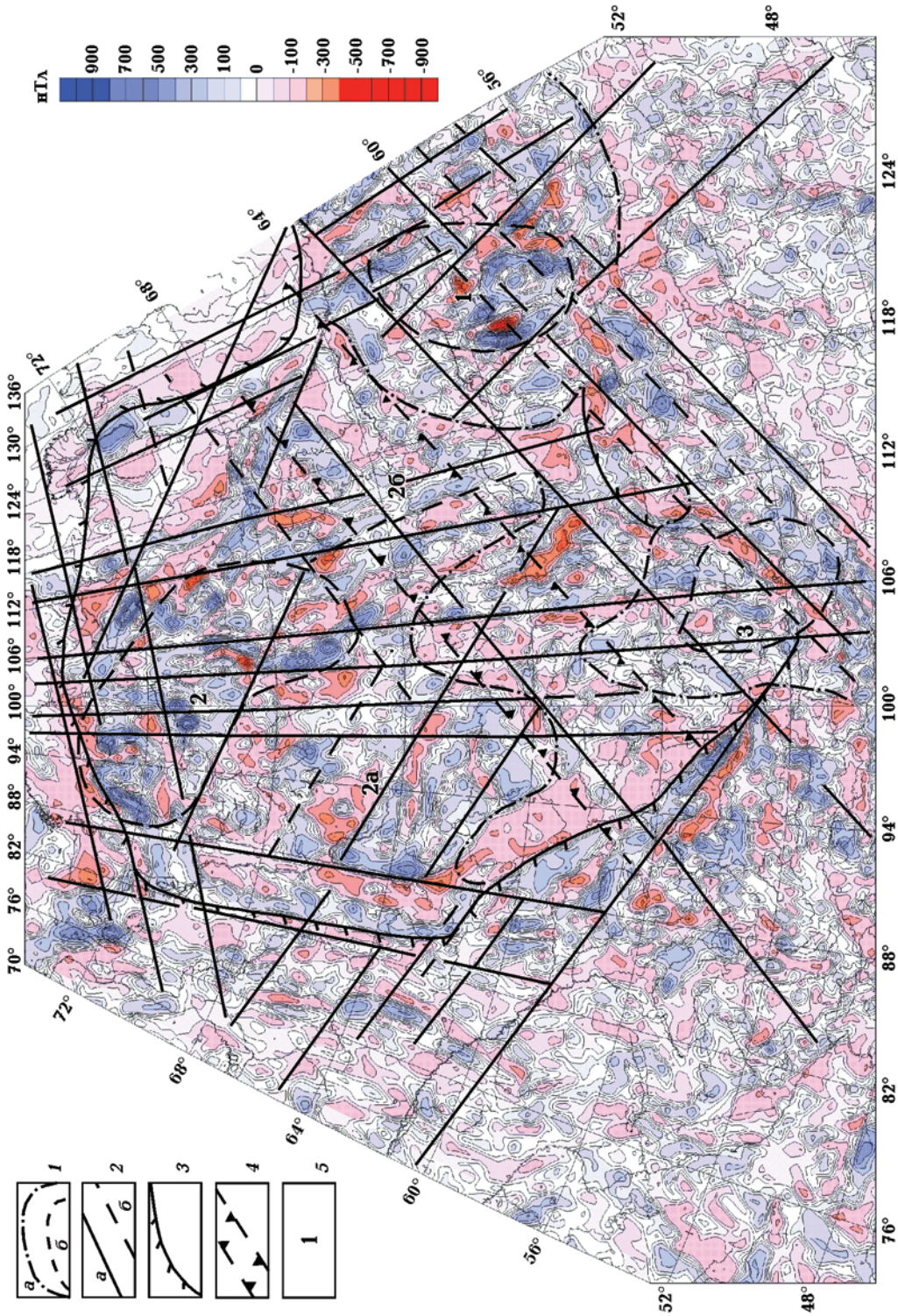


Рис. 3. Карта аномального магнитного поля (вертикальная составляющая, данные спутниковых съемок, гармоника 16—720): 1 — границы региональных положительных магнитных аномалий (а), контуры эпикентральных частей региональных аномалий (б), 2 — региональные рифтогенные глубинные разломы (а — первого порядка, б — более мелкого масштаба), 3 — граница Сибирского кратона, 4 — глубинные ограничения Ангаро-Вилуйского внутриконтинентального прогиба по [Домышев, 1974], 5 — региональные магнитные аномалии (1 — Аданская, 2 — Анабарская (юго-западная (а) и юго-восточная (б) ее периферии), 3 — Прибайкальская).

Якутскую и Тунгусскую области положительных значений напряженности гравитационного поля.

Геологическая природа региональных, магнитных и гравитационных аномалий Сибирского кратона. Анализ геологической природы магнитных и гравитационных аномалий проводился с использованием карт гравитационного поля (модель KMS02, рис. 2) и более детальной карты магнитных аномалий (модель магнитного поля литосферы NGDC-720, гармоника 16—720, рис. 3).

Алданская аномальная область охватывает всю Алданскую тектоническую провинцию (рис. 4), которая, кроме Алданского щита и северной его части, перекрытой осадочным чехлом, включает и Становой блок, отделенный от него Каларской (Становой) зоной надвигания [Розен, 2003]. Собственно Алданский щит сложен Олекминским (на западе) и Батомгским (на востоке) гранит-зеленокаменными террейнами, между которыми располагаются Алданский и Сутамский (Учурский) гранулитогнейсовые террейны (рис. 5). Корооб-

разующие процессы в Олекминском зеленокаменном и Алданском гранулитогнейсовом террейнах датируются Sm-Nd методом 3,6 и 3,0 млрд лет соответственно [Розен и др., 2007].

Алданская региональная положительная магнитная аномалия в эпицентральной части (напряженность поля 6—16 нТл) соответствует центру Алданского щита — области развития гранулитогнейсовых образований Алданского и Сутамского террейнов (см. рис. 1, 5). Высокочастотная составляющая магнитного поля центральной части Алданского щита (аэромагнитная съемка) представляет очень сложную систему высокоинтенсивных преимущественно положительных аномалий различной формы, размеров и направлений. Они в значительной степени обусловлены широким развитием в гранулитогнейсовом субстрате процессов чарнокитизации—гранитизации в условиях глубинных зон земной коры, в ходе которых выделяется магнетит [Витте, 1989].

Низкочастотная составляющая магнитного поля центральной части щита (модель NGDC-720, рис. 3) представлена сочетанием овално-концентрических, сложных высокоинтенсивных положительных и отрицательных аномалий, а также интенсивных линейных аномалий. Высокая интенсивность магнитных аномалий, как положительных, так и отрицательных, позволяет предполагать наличие в составе земной коры высокомагнитных вещественных комплексов, сформированных в несколько этапов, в периоды прямой и обратной полярности магнитного поля.

Региональные аномалии Алданского щита не могут быть объяснены особенностями вещественного состава и структуры верхней (архейской) части земной коры. Расчеты аномалий (по картам вертикальной составляющей магнитного поля) показали большие глубины нижних кромок намагниченных объектов [Витте, Мосиенко, 1977]. Количественные расчеты наиболее интенсивной Амгинской положительной магнитной аномалии, ограничивающей с северо-запада систему аномалий центральной части Алданского щита (см. рис. 3, 5), показали, что ее источник располагается

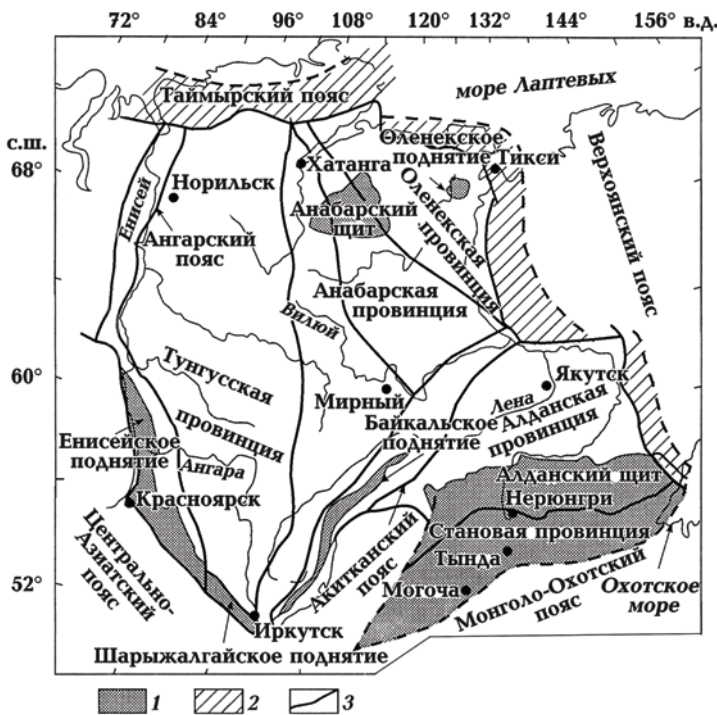


Рис. 4. Тектонические провинции древнего фундамента Сибирского кратона по [Розен, 2003]: 1 — выходы на поверхность древнего фундамента Сибирской платформы, 2 — краевые складчатые пояса, 3 — границы тектонических провинций.

от приповерхностных уровней до глубин 25 км [Витте, 1989; Витте, Мосиенко, 1977] и 40 км [Крутиховская и др., 1984]. По данным математического моделирования [Стогний В. В., Стогний Г. А., 2006] вертикальная мощность аномалиеобразующих объектов Амгинской аномалии в различных разрезах от 5 до 25 км.

Региональный характер магнитных аномалий и имеющиеся расчетные данные глубин их источников позволяют предполагать существенные преобразования земной коры Алданского щита глубинными процессами.

Крупные преобразования земной коры щита связаны с двумя эпохами: позднеархейско-раннепротерозойской, результатом которой была полная денудация верхней части разреза коры Алданского щита [Худолей и др., 2007] и мезозойской, выразившейся развитием в глубоко эродированной коре щелочных магматических комплексов. Магматические ассоциации мезозойского возраста формировались в течение нескольких этапов, охватывающих интервал времени от триаса до позднего мела [Максимов, Угрюмов, 1971; Ярмолюк и др., 1995; Ярмолюк, Коваленко, 1995]. Они широко развиты в пределах щита (см. рис. 5) [Тектоническая ..., 1973] и принадлежат щелочно-габброидной формации, в составе которой выделяют: диорит-гранодиоритовую, лейцит-щелочно-сиенитовую, шонкинит-щелочно-пикритовую и щелочно-габброидную группы магматитов. Исключительно разнообразен состав рассматриваемых магматических образований: щелочно-земельные шонкиниты, меланократовые пироксеновые сиениты, щелочные сиенит-порфиры, щелочные и нефелиновые сиениты главной фазы, сынныриты, фергуситы, йиолиты, уртиты, лавы и туфы лейцит-порфиров, трахитов, фонолитов, калиевые базальтоиды, щелочные граниты, карбонатиты, чароититы и др.

Для мезозойского магматического процесса характерно возрастание щелочности от более древних к молодым образованиям (позднеюрские меланефелиниты, мелалейцититы, нефелиниты и др.; раннемеловые лампроиты, лейцититы, фонолиты, трахиты и др.). Завершается мезозойский магматический процесс в верхнем мелу внедрением кимберлитов. Таким образом, Центрально-Алданская область в мезозое характеризовалась: 1) пространственно локализованной группировкой разновозрастных магматических пород; 2) преемственностью вещественного состава, выраженной их высокой щелочностью; 3) длительно-

стью и многоэтапностью магматизма и совмещением площадей разновозрастных магматических проявлений [Ярмолюк и др., 1995; Ярмолюк, Коваленко, 1995]. Высокой щелочностью мезозойских магматических образований объясняется их высокое намагничение [Павлов, Дымкин, 1978].

Длительный период развития щелочного магматизма в пределах крупного массива земной коры заставляет предполагать существование здесь области активной мантии на подкорковых глубинах. Подъем мантийных магм и становление в коре магматических комплексов связано с растяжением литосферы и развитием глубинных рифтогенных разломов [Золотухин, Альмухамедов, 1991; Золотухин и др., 1989; Варанд, 1970; Sheth, 2006].

Становление разновозрастных щелочных магматических комплексов Алданского щита контролировалось несколькими системами глубинных разрывных нарушений, связанных с процессами рифтогенеза. С юго-запада в пределы Алданского щита внедряются структуры Северо-Монгольско-Забайкальского пояса (рис. 6), представляющего собой значительно протяженную (более 2000 км) зону концентрации глубинных разломов, контролирующую размещение рифтовых структур и разновозрастных щелочных эффузивных и интрузивных образований [Занвилевич и др., 1985; Ярмолюк и др., 2001]. Эта крупная линейная структура представляет собой сложную систему гранитных поясов, очаговых ареалов и цепочек щелочно-гранитоидных массивов. Изотопные данные указывают на то, что в формировании кислых магм повышенной щелочности существенную роль играл материал мантийного происхождения. Щелочной магматизм в этом поясе проявлялся в течение нескольких отдельных эпизодов в интервале от 275 до 210 млн лет. В средней и поздней перми щелочной магматизм проявился преимущественно в западной (Северо-Монгольской) части рифтового пояса, а в позднем триасе — в восточной (Забайкальской), включая Алданский щит [Ярмолюк и др., 2001].

В магнитном поле рассматриваемому поясу соответствует широкая и протяженная зона интенсивных магнитных аномалий (см. рис. 3), прослеживающаяся в пределы Алданского щита, где молодые региональные глубинные разломы контролируют проявления щелочного магматизма (см. рис. 5).

В тектоническом контроле щелочного магматизма Алданского щита активно участвова-

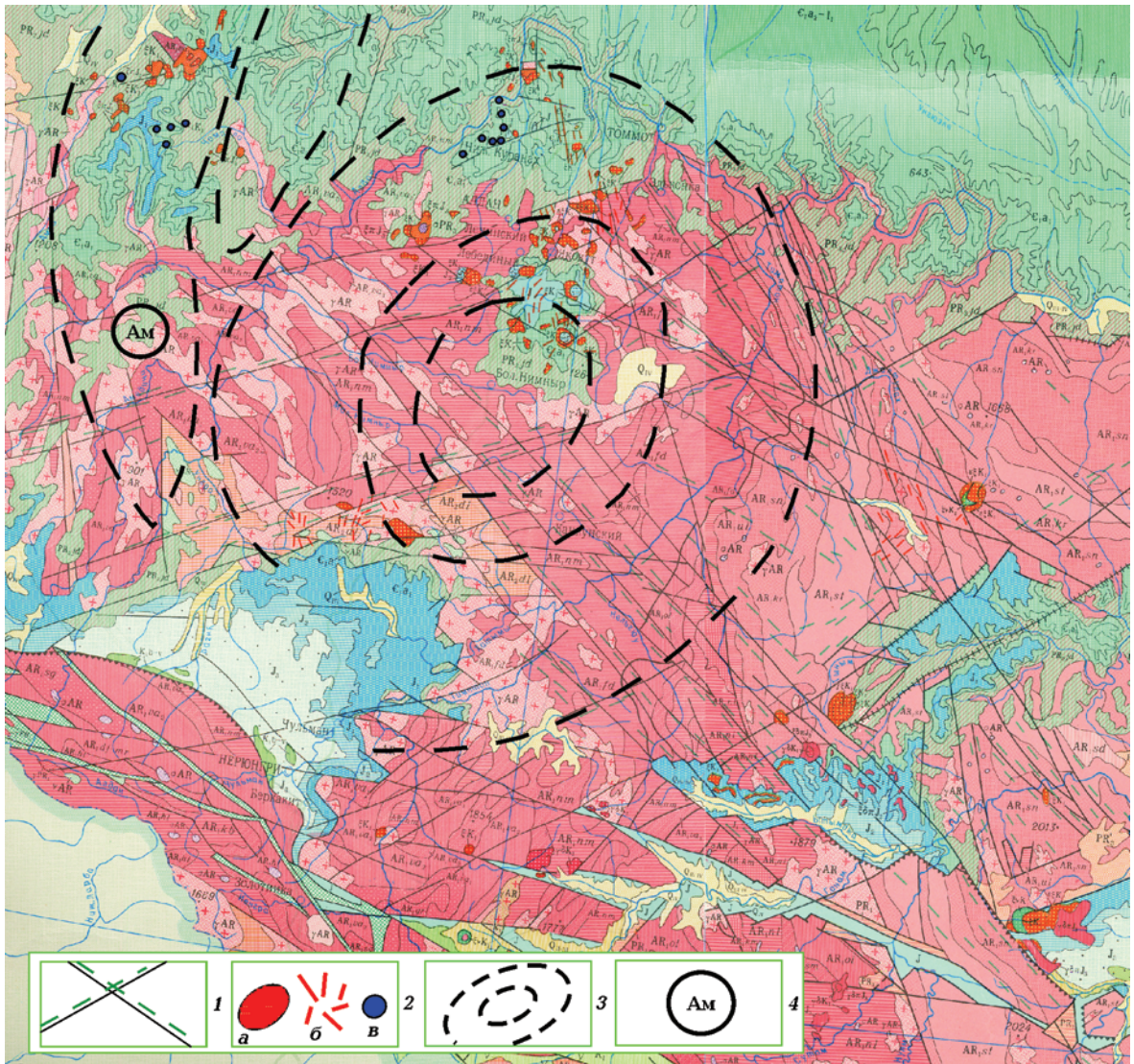


Рис. 5. Геологическая карта центральной части Алданского щита [Тектоническая ..., 1973]: 1 — молодые глубинные разломы и дайковые пояса, 2 — мезозойские щелочно-ультраосновные и щелочные комплексы (а), дайки (б), кимберлиты (в), 3 — схематические контуры региональной магнитной аномалии, 4 — Амгинская аномалия. Оттенками розового цвета показаны свиты алданского архея (nm — нимырская, va — верхнеалданская, fd — федоровская, st — сутамская и др.; архейские гранитоиды); зеленым цветом — осадочные отложения позднего протерозоя и раннего кембрия; синим и голубым цветом — юрские наложенные прогибы.

ли глубинные зоны проницаемости северо-западной ориентировки, протягивающиеся из области интенсивного проявления щелочного мезозойского магматизма Становой области и Монголо-Охотского пояса. В позднеюрский период в пределах Центрального Алдана широко проявилась внутриплитная магматическая активность, связанная с краевым вулканическим поясом Большого Хингана, определившая становление высокощелочных, насыщенных кремнеземом пород [Ярмолюк и др., 1995]. С

фазой максимального развития мезозойского магматизма связано становление крупных кольцевых интрузий, сложенных дунитами и щелочно-ультраосновными породами.

В пределах центральной и восточной частей Алданского щита на фоне регионального растяжения, сопровождавшегося сбросообразованием и грабенообразованием, формировались высокощелочные породы раннего мела. В верхнем мелу магматический процесс закончился внедрением кимберлитов. Эти про-

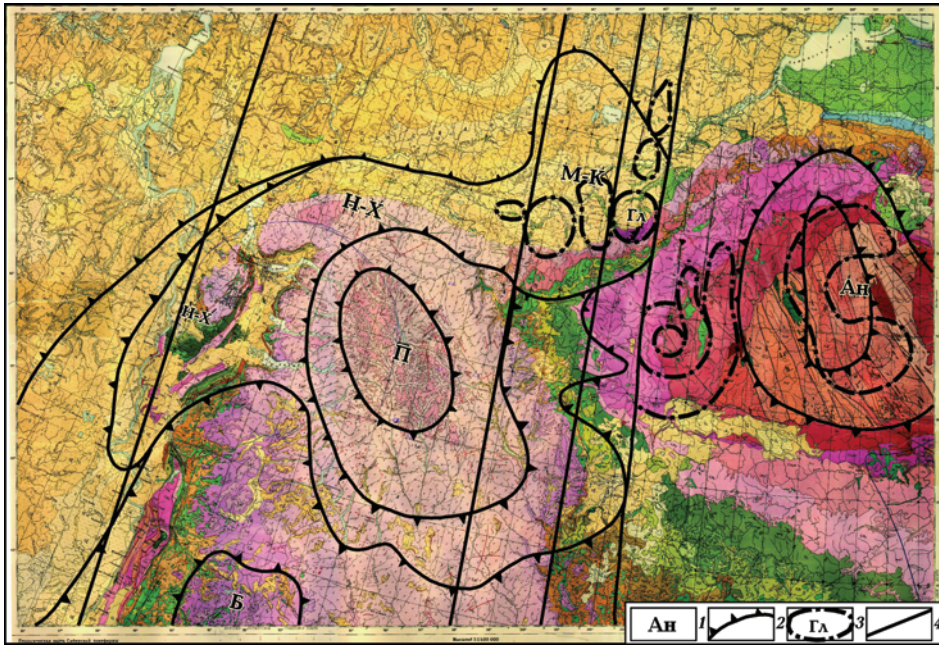


Рис. 8. Фрагмент геологической карты (северо-западная часть Сибирской платформы) [Геологическая ..., 1973] с контурами геофизических аномалий: 1 — геологические провинции (Ан — Анабарская, П — Путоранская, НХ-МК — Норильско-Хараелахская — Маймеча-Котуйская, Б — Бахтинская), 2 — контуры региональных гравитационных максимумов (для Анабарского максимума показана только эпицентральная часть), 3 — контуры региональных магнитных аномалий (Гл — Гулинская аномалия), 4 — региональные глубинные разломы.

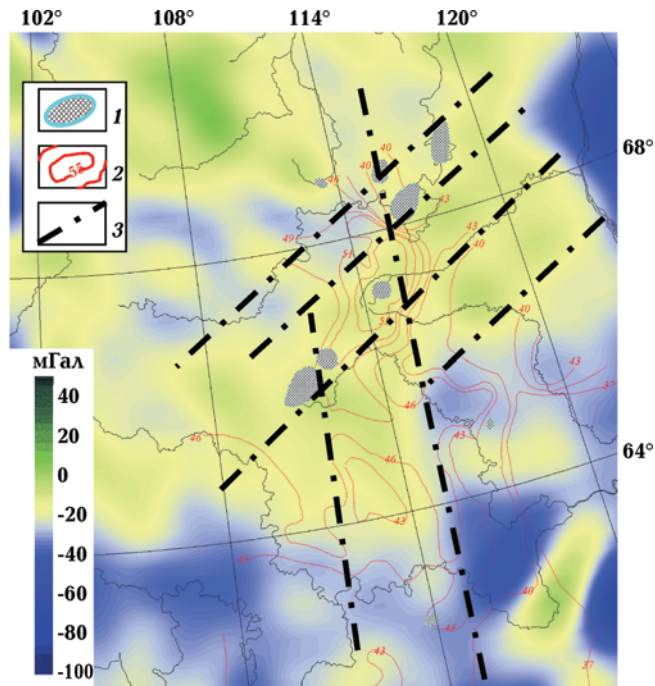


Рис. 9. Расположение кимберлитовых полей в гравитационном поле: 1 — кимберлитовые поля, 2 — изолинии глубин до поверхности Мохоровичича [Суворов и др., 1999], 3 — фрагменты глубинных разломов.

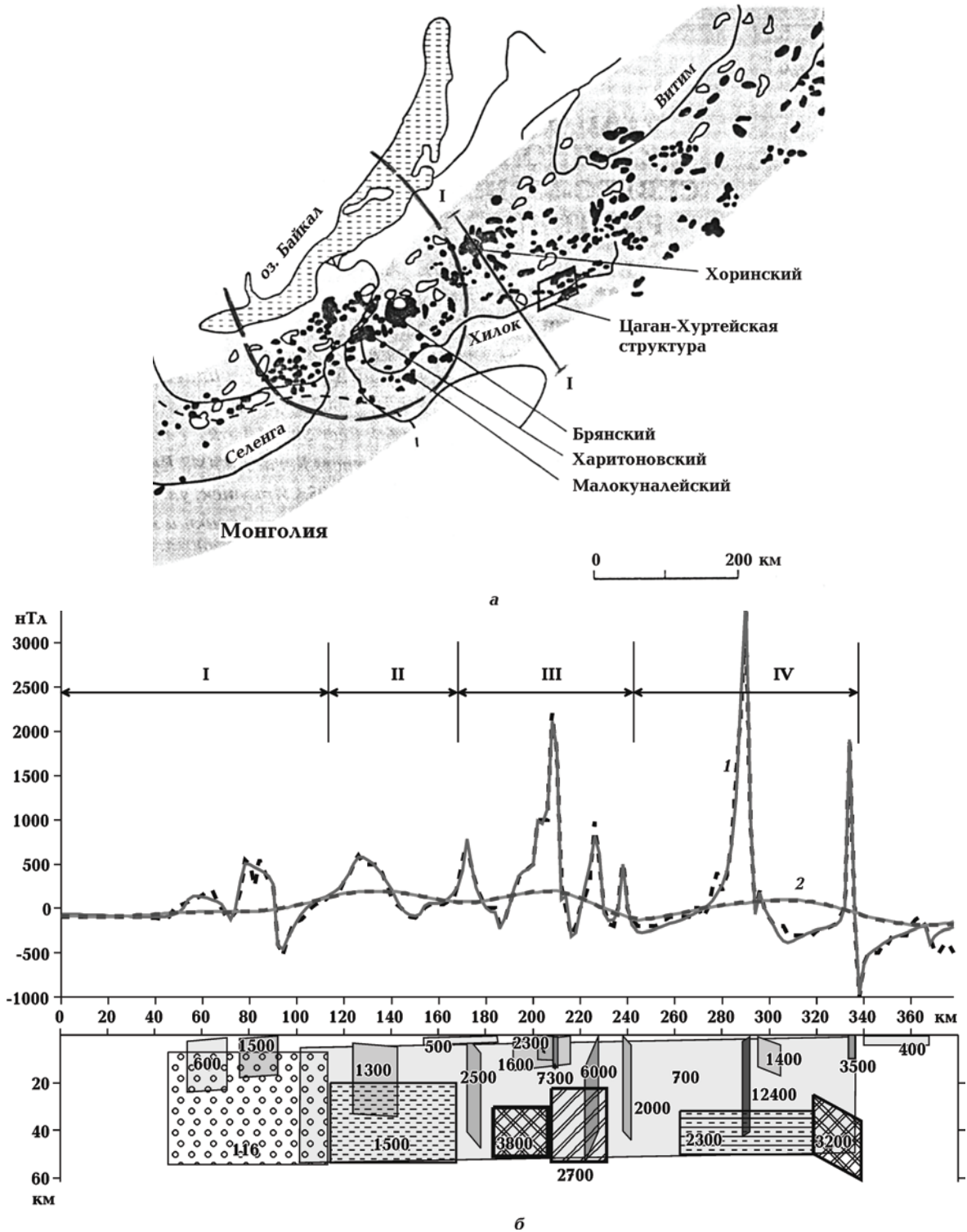


Рис. 6. Схема распространения пермско-триасовых гранитов и сиенитов в пределах Северо-Монгольско-Забайкальского пояса (заштрихованная область) по [Ярмолюк и др., 2001]: а — гранитоидные массивы (показаны вне масштаба, заливные — щелочные и щелочно-полевошпатовые гранитоиды, не заливные — породы монцонит-сиенит-гранитовой ассоциации, пунктиром показана Забайкальская часть Прибайкальской региональной магнитной аномалии); б — схема моделирования магнитных аномалий по профилю I—I. Штриховкой и оттенками серого цвета показаны различно намагниченные объекты в разрезе земной коры, связанные со становлением щелочных магматических комплексов. Цифры — значения намагниченности ($\cdot 10^{-3}$ ед. СИ). Кривые ΔT_a : 1 — аэромагнитная съемка, 2 — спутниковая съемка; наблюдаемая — сплошная линия, рассчитанная — пунктирная линия.

цессы контролировались субмеридиональными глубинными рифтогенными разломами (см. рис. 2, 3), связанными с процессами в Геодинамической системе Северного Ледовитого океана — с образованием Предверхоанского прогиба и Верхоанской цепи гор [Погребичкий, 1976].

Таким образом, Адданская региональная положительная магнитная аномалия и соответствующий ей региональный гравитационный максимум (см. рис. 2, 3) обусловлены становлением в коре плотных и высокомагнитных магматических комплексов, сформированных в ходе нескольких тектонических циклов, характеризовавшихся растяжением литосферы и формированием глубинных региональных рифтогенных разломов, которые вскрывали области плавления в литосфере.

Байкальская аномальная область. Южная часть Байкальской региональной положительной магнитной аномалии относится к юго-западной части Северо-Монгольско-Забайкальского щелочно-гранитоидного пояса (см. рис. 6). Формирование магматических образований здесь происходило в средней и поздней перми и мезозое [Ярмолюк и др., 2001]. Ареалом развития щелочного магматизма соответствуют интенсивные региональные положительные магнитные аномалии (см. рис. 3, 6).

Характер намагничения земной коры в южной части Байкальской аномальной области показан на профиле I—I. Расчет проводился для аномалий, выявленных наземной съемкой, а также для региональных аномалий по данным спутниковых съемок. Высокие значения намагничения свойственны региональным аномалиям, расположенным преимущественно на глубине 20—50 км (2300×10^{-3} , $2700 \cdot 10^{-3}$, $3200 \cdot 10^{-3}$, $3800 \cdot 10^{-3}$ А/м), а также магматическим комплексам, контролируемым глубинными разломами ($2500 \cdot 10^{-3}$, $3500 \cdot 10^{-3}$, $6000 \cdot 10^{-3}$, $7300 \cdot 10^{-3}$, 12400×10^{-3} А/м). Наиболее интенсивно намагничены образования в центральной части профиля (III), в области развития глубинных щелочных комплексов мезозойского возраста.

Интенсивные отрицательные магнитные аномалии в пределах впадины оз. Байкал (от дельты р. Селенги и далее к северо-востоку) обусловлены молодыми глубинными ультраосновными интрузиями, имеющими обратную намагниченность [Зорин и др., 1979].

Северная часть Байкальской региональной магнитной аномалии охватывает восточную и

южную части Иркутского амфитеатра. Интенсивные положительные магнитные аномалии здесь тяготеют к Байкало-Таймырской системе субмеридиональных глубинных региональных разломов (см. рис. 3), контролирующих базитовые и щелочно-базитовые магматические комплексы.

В гравитационном поле Байкальская региональная магнитная аномалия в центральной и южной своей части тяготеет к региональному минимуму силы тяжести, обусловленному высоким положением кровли астеносферного слоя [Крылов и др., 1979].

Адданская и Байкальская магматические провинции в гравитационном поле ограничены с северо-запада крупной широкой зоной северо-восточного простирания, характеризующейся преимущественно отрицательными значениями напряженности поля силы тяжести (см. рис. 2). Ограничения и внутренняя структура рассматриваемой зоны определяются крупными региональными глубинными разломами северо-восточного и субмеридионального простираний. В тектоническом отношении зона гравитационных минимумов соответствует крупной, сложно построенной Ангаро-Вилуйской структуре растяжения и прогибания. Северная и центральная ее части соответствуют мезозойскому внутриконтинентальному прогибу (типа сквозного авлакогена [Домышев, 1974]), прослеживающегося по системе сопряженных впадин и прогибов от Тасеевской впадины на юго-западе до Вилуйской синеклизы на северо-востоке. Формирование внутриконтинентального прогиба происходило в тесной связи с развитием зон глубинных региональных разломов в ходе раннемезозойского тектонического этапа, выразившегося дифференцированными движениями по глубинным разломам, определившими складчато-глыбовый тип вулканотектонических структур, характеризующихся преобладающим опусканием и обильным траппонасыщением, в особенности центральных их частей. По геофизическим данным Ангаро-Вилуйская структура выражена в рельефе фундамента и в увеличении мощности девонюрского осадочного чехла [Домышев, 1974]. Увеличением мощности осадочного чехла отчасти объясняются региональные минимумы силы тяжести (см. рис. 2), но основной вклад в создание гравитационных минимумов Ангаро-Вилуйской структуры вносит разуплотненная мантия (скорости распространения продольных волн: 7,5—7,9, 8,0—8,1 км/с) [Домы-

шев, 1974; Егоркин и др., 1984], характеризующая большую часть рассматриваемой структуры. В ее пределах располагаются крупные впадины рифтовой природы: Вилюйская, Кемпендяйская, Ыгыаттинская на северо-востоке и Нижнеангарская на юго-западе. Для рифтовых структур характерна утоненная кора (28—30 км), разуплотненная верхняя мантия ($V = 7,5 \div 8,0$ км/с) и большая мощность осадочного чехла (10—15 км) [Егоркин и др., 1988; Pavlenkova et al., 2002].

В магнитном поле Ангаро-Вилюйская региональная структура имеет сложную характеристику (см. рис. 3). Северо-восточная ее часть, в области Вилюйских рифтовых прогибов и впадин, выражена крупными минимумами и максимумами преимущественно северо-восточного простирания, отражающими особенности молодого (позднепалеозойско-мезозойского) структурного плана. Центральная часть Ангаро-Вилюйской структуры характеризуется высокоинтенсивными положительными и отрицательными аномалиями субмеридиональной ориентировки, связанными со становлением высокомагнитных молодых (позднепалеозойско-мезозойских) магматических комплексов, наследующих древний структурный план. Характер магнитного поля в юго-западной части Ангаро-Вилюйской зоны определяется особенностями проявления траппового магматизма в чехле крупных впадин и прогибов.

Система региональных рифтогенных глубинных разломов северо-восточного простирания, определившая контуры и особенности внутренней структуры Ангаро-Вилюйской зоны растяжения, является частью более крупной системы региональных глубинных разломов, включающей также Северо-Монгольско-Забайкальский рифтогенный пояс. Глубинные разломы этой системы пересекают юго-восточную часть Сибирского кратона и обрамляющие его с юго-запада, юга и юго-востока складчатые области (см. рис. 2, 3).

Анабарская аномальная область. Анабарская региональная литосферная положительная магнитная аномалия распространяется на большую часть северной половины Сибирского кратона (см. рис. 1). Эпицентральная часть аномалии напряженностью 8—16 нТл охватывает Анабарскую антеклизу, часть Енисей-Хатангского прогиба и южную часть Таймырской складчатой области на севере и участки Сибирского кратона на юге (см. рис. 1, 3). Повышенные значения напряженности

магнитного поля (от 0 до 4 нТл) характеризуют обширные северо-западную и северо-восточную части кратона (см. рис. 1).

Анабарская тектоническая провинция включает [Розен, 2003] Маганский и Далдынский гранулитогнейсовые террейны, выходящие на поверхность на Анабарском щите (см. рис. 4). По особенностям состава древнего фундамента провинция относится к гранулит-эндербитогнейсовой области. Время формирования корового вещества Анабарской тектонической провинции — 3,1 млрд лет; возраст гранулитового метаморфизма и выплавления гранитоидов — $1,9 \div 1,8$ млрд лет [Розен и др., 2007].

Аномальное магнитное поле Анабарского щита (высокочастотная составляющая) представляет систему линейных аномалий разного знака северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Высокочастотные магнитные аномалии связаны с объектами в верхней части коры, линзами и пластами магнетитсодержащих (до 20 %) пород в составе далдынской и верхнеанабарской серий. Мощность их изменяется от 1,7 до 2,3 км [Стогний В. В., Стогний Г. А., 2006]. Системы аномалий прослеживаются в юго-юго-восточном направлении через весь кратон [Гришин, 1977; Глебовицкий и др., 2008], определяя ограничения Анабарской тектонической провинции (см. рис. 4).

Низкочастотные аномалии магнитного поля, характеризующие Анабарскую региональную положительную магнитную аномалию (см. рис. 1), на детальной карте (модель литосферного магнитного поля NGDC-720, гармоника 16—720) характеризуется сложной структурой аномального поля (см. рис. 3). Эпицентральная ее часть соответствуют интенсивные кольцевые и полукольцевые положительные и отрицательные аномалии, имеющие большое сходство с аномалиями центральной части Алданского щита.

Такой характер поля характеризует и Маймеча-Котуйскую провинцию верхнепалеозойского возраста, в пределах которой широко развит эффузивный и интрузивный магматизм щелочно-ультраосновного состава [Золотухин, Альмухамедов, 1991; Золотухин и др., 1989].

Ассоциация позднепалеозойских эффузивов Маймеча-Котуйской провинции включает почти все группы вулканитов, встречающихся в тектонически стабилизированных областях: недифференцированные толеит-базальты (траппы), ультраосновные лавы (меймечиты) и серии — базальт-андезит, трахибазальт-

трахит, пикритовый порфирит-меланефелинит (щелочно-ультраосновные лавы). Эффузивам соответствуют близкие им по времени образования петрографически родственные интрузии: силы, дайки, сложные интрузии центрального типа и трубки взрыва, в том числе кимберлитовые [Гусев, 1970]. В изученной части провинции (70 000 кв. км) выделено более 50 массивов, самый крупный из которых Гулинский плутон площадью 15 000 кв. км. В становлении плутона выделяется несколько этапов магматизма: 1) формирование эффузивной толщи щелочно-ультраосновного состава мощностью от 2600 до 4500 м; 2) интрузивной фазы, в составе которой выделяются ультраосновные породы (дуниты, перидотиты и др.) и щелочно-ультраосновные (меллиты, нефелиновые и эгириновые сиениты, карбонатиты и др.). Магматический процесс завершается внедрением кимберлитов [Жабин, 1965].

Формирование сложного кольцевого типа магнитных аномалий связано с особенностями становления в земной коре щелочно-ультраосновных магматических комплексов. Проиллюстрируем этот процесс на примере формирования магматических образований Гулинского плутона. Этому огромному плутону соответствует исключительно интенсивный локальный максимум силы тяжести и сложная кольцевая система магнитных аномалий (рис. 7, а). Сложный характер магнитного поля обусловлен наличием в составе плутона двух групп магнитных пород. Первая группа объединяет ультраосновные породы, имеющие обратную магнитную полярность; вторая — щелочно-ультраосновные породы, сформированные в эпоху прямой полярности [Гусев, 1970].

Дуниты и перидотиты относятся к первой фазе внедрения: их становление контролировалось системой глубинных разломов, группирующихся в дугу. Во вторую фазу были сформированы породы щелочной группы, с которыми связаны апатитовые и железорудные месторождения. Эти породы создают исключительно интенсивные положительные магнитные аномалии (рис. 7, б). Моделирование гравитационных и магнитных аномалий Гулинского плутона [Витте, Василевский, 1988] показало (рис. 7, б, в), что интрузивные тела щелочно-ультраосновного состава имеют высокую плотность и высокую, а отдельные фазы очень высокую намагниченность и характеризуются большой глубиной распространения — до нижнекорových глубин (в случае

высокой плотности вмещающего субстрата). Можно предположить, опираясь на эти данные, высокую степень насыщения плотными и высокомагнитными породами не только верхней части коры, но и более глубоких ее горизонтов.

Становление магматических комплексов Маймечя-Котуйской провинции обусловлено их пространственно-генетической связью с узлами пересечения глубинных разломов первого порядка. Главной дизъюнктивной зоной является Таймыро-Байкальский линеймент субмеридионального простирания, разделяющий Анабарскую (гранулитогнейсовую) и Тунгусскую (гранит-зеленокаменную) провинции. Резкая изменчивость состава и мощности эффузивов по латерали, а также становление отдельных фаз сложных интрузий центрального типа (см. рис. 7, Гулинский плутон) обусловлены различиями тектономагматической жизни важнейших глубинных региональных разломов (см. рис. 2, 3) в системе Таймыро-Байкальского линеймента [Гусев, Егоров, 1970], а также региональных глубинных разломов северо-восточного и северо-западного направлений (см. рис. 3).

Щелочно-ультраосновной магматизм развит в пределах обширной области. Кроме Маймечя-Котуйской провинции, он проявлен в пределах Анабарского щита и в районах, расположенных к югу от него. Проявления щелочно-базитовых эффузивов, а также щелочно-гипербазит-базитовых интрузий с сульфидным оруденением и апатитовыми проявлениями, связанными с массивами щелочно-гипербазитовой формации, известны в юго-западной и центральной частях Южного Таймыра [Дюжиков, 1991]. Характер магнитного поля, свойственный этому типу магматических образований, позволяет предполагать широкое его развитие в пределах эпицентральной части Анабарской региональной аномалии (см. рис. 3).

Рассматриваемой области развития щелочно-ультраосновного магматизма свойственны повышенные значения напряженности гравитационного поля (см. рис. 2). Интенсивный гравитационный максимум соответствует Анабарскому щиту и районам Прианабарья; максимальные значения напряженности поля силы тяжести характеризуют центральную часть щита, к которой приурочена и интенсивная магнитная аномалия сложной полукольцевой формы (рис. 8). Эта аномалия выделяется также в магнитном поле на высоте 3000 м (30) и

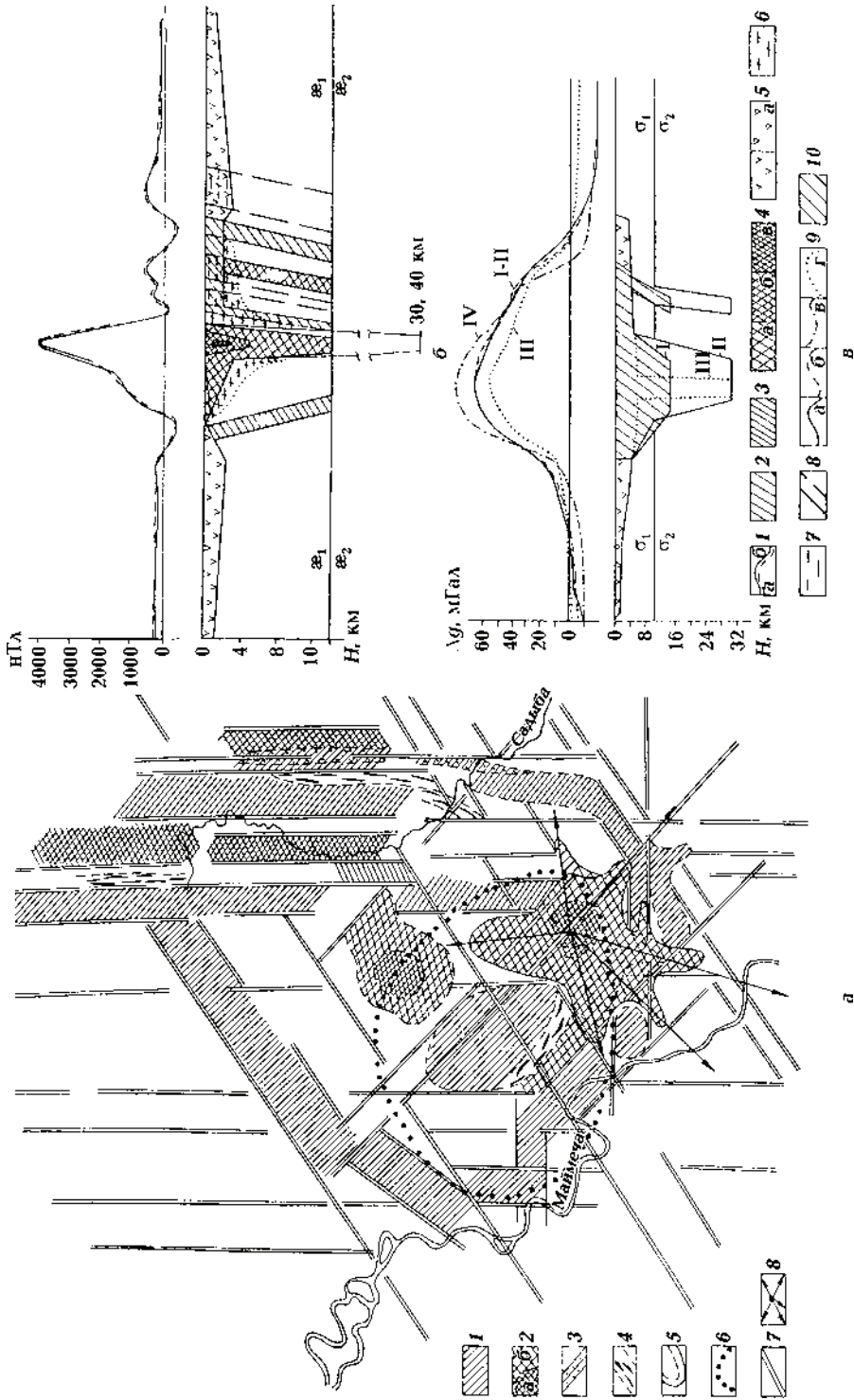


Рис. 7. Геолого-геофизическая модель строения Гулинского плутона по [Гусев, 1970; Витте, Василевский, 1988]: а — схема расположения основных интрузий, по данным интерпретации магнитных и гравитационных аномалий (1 — дуниты, 2 — йиолит-мельтейгиты (а — проекции глубинных частей интрузий, б — контуры выходов интрузии на поверхность), 3 — дуниты, метасоматически измененные в зонах глубинных разломов, 4 — пояса рудных пироксенитов и перидотитов, 5 — границы интрузий, 6 — эпицентральная часть гравитационного максимума, 7 — региональные глубинные разломы, 8 — радиальные разломы йиолитового магматического центра; б, в — модели строения Гулинского плутона по магнитному (б) и гравитационному (в) профилям (1 — кривые ΔT_a (а — наблюдаемая, б — рассчитанная), 2 — интрузия дунитов обратномангнитные, 3 — рудные пироксениты и перидотиты, 4 — магнитные фазы интрузии йиолит-мельтейгитов (а — центральное тело со средней, характерной для йиолитов, намагниченностью (7—8) 10^3 ед. СИ, б — сильномагнитные (до $8700 \cdot 10^3$ ед. СИ), в — очень сильномагнитные (до $25000 \cdot 10^3$ ед. СИ), приуроченные к структурному центру йиолитового массива), 5 — эффузивная толща (а — меймечиты), 6 — фенитовые ореолы во вмещающем субстрате, 7 — зоны метасоматоза в дунитах, 8 — глубинные разломы, 9 — кривые Δg (а — наблюдаемая, б — г — рассчитанные от моделей I и II (б), от IV (глубинное тело в высокоскоростной среде) (в), от III (г)), 10 — область высокой концентрации магматического материала в верхней коре по гравитационным данным.

характеризует собственно Анабарский щит. Такой характер геофизических аномалий позволяет предполагать в пределах Анабарского щита концентрацию плотных и сильномагнитных пород (см. рис. 2, 8). Северо-западной части Маймеча-Котуйской провинции, области развития щелочно-ультраосновных интрузий Гулинской группы, соответствует гравитационный максимум, форма и границы которого определяются положением между крупными региональными глубинными разломами Таймыро-Байкальской системы (см. рис. 2, 3, 8).

Становление щелочно-ультраосновных магматических комплексов, создавших Анабарскую региональную магнитную аномалию, контролировалось системами региональных глубинных разломов трех основных направлений: меридионального, восточно-северо-восточного и северо-западного (см. рис. 2, 3). Все они в той или иной мере обусловлены процессами, протекавшими в Геодинамической системе Северного Ледовитого океана [Погребницкий, 1976]. Восточно-северо-восточная система глубинных разломов контролирует зону растяжения литосферы, выраженную рифтовыми впадинами Енисей-Хатангского прогиба. Исключительно важную роль в контроле щелочно-ультраосновного, а также, вероятно, траппового и кимберлитового магматизма играли глубинные разломы субмеридиональной системы (см. рис. 2, 3). Как уже упоминалось, Таймыро-Байкальская система региональных глубинных разломов субмеридионального простирания, контролирующая проявления щелочно-ультраосновного магматизма, прослеживается через весь кратон в пределы южного и северного его обрамления.

Региональные глубинные разломы, выраженные субмеридиональными системами магнитных и гравитационных аномалий, контролируют рифтогенные прогибы и поднятия по западной и восточной окраинам Сибирского кратона. Магмоконтролирующими являются также региональные глубинные разломы северо-западного направления (см. рис. 2, 3).

Юго-восточная периферия Анабарской региональной положительной магнитной аномалии в магнитном поле (модель NGDC-720, гармоника 16—720) характеризуется линейными и изометричными интенсивными положительными и отрицательными аномалиями, показывающими существование в разрезе коры тел как прямо-, так и обратномагнитных. В гравитационном поле этому типу магнитных аномалий соответствует пояс региональных

максимумов, прослеживающийся от южного Прианабарья к северо-востоку, в пределы Оленекского массива (см. рис. 2, 3).

К рассматриваемой геофизической провинции тяготеют Якутская и Оленекская области развития кимберлитового магматизма (рис. 2, 9). Сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции [Суворов и др., 1999] показывают характер разреза коры в пределах блоков, вмещающих высокоалмазные кимберлитовые поля. Здесь отмечаются высокая (46—48 км) и аномально высокая (до 55 км) мощности земной коры и сложный рельеф поверхности Мохоровичича. Глубина залегания внутрикоровой отражающей границы изменяется от 18—20 до 36—38 км, ее рельеф имеет отчетливо выраженные структуры преимущественно субмеридионального простирания [Суворов и др., 1999]. Характерны высокие скорости субстрата между внутрикоровой отражающей границей и границей Мохоровичича (6,7—6,9 км/с), а также высокие скорости по границе Мохоровичича ($V_r = 8,2 \div 8,6$ и $8,6 \div 8,9$ км/с).

Характер гравитационного поля, соответствующий области кимберлитового магматизма (см. рис. 9), а также сейсмические данные позволяют предполагать существование в верхней мантии и в земной коре плотных и высокоскоростных магматических образований. Их становление контролировалось региональными глубинными рифтогенными разломами, вскрывавшими глубинные магматические диапиры [Милашев, 1974; Агашев и др., 2000]. Основные магмоконтролирующие системы глубинных разломов — субмеридиональная и северо-восточная (см. рис. 2, 3). Субмеридиональные глубинные разломы, далеко проникающие в тело Сибирского кратона, связаны, по-видимому, с развитием Геодинамической системы Северного Ледовитого океана, формирование которой охватывает промежуток времени, отвечающий также и становлению позднепалеозойско-мезозойских магматических образований [Погребницкий, 1976]. Региональные глубинные разломы северо-восточной ориентировки могут быть связаны с формированием крупной Ангаро-Вилуйской зоны растяжения [Домышев, 1974; Эринчек и др., 2000]. Интенсивные региональные магнитные аномалии как положительные, так и отрицательные (см. рис. 2), трассирующие глубинные разломы в области кимберлитового магматизма, можно рассматривать как глубинные магмопроводящие каналы.

Юго-западная ветвь глобальной Анабарской магнитной аномалии охватывает центральную и северную части Тунгусской синеклизы. Магнитному полю этой обширной территории свойственны различные по морфологии и интенсивности положительные и отрицательные аномалии. Западное ограничение Тунгусской провинции выражено сопряженными положительными и отрицательными линейными субмеридиональными магнитными аномалиями, связанными с региональными рифтогенными глубинными разломами, протягивающимися вдоль всего северо-западного края платформы.

По особенностям магнитного поля Тунгусская провинция может быть разделена на две части: северную, для которой характерны преимущественно отрицательные крупные сложно построенные аномалии и южную с преобладанием линейных положительных аномалий. Границы аномальных зон, а также особенности их внутренней структуры подчеркнуты региональными глубинными разломами преимущественно северо-западного простирания (см. рис. 3).

Основными аномалиеобразующими объектами в рассматриваемой области являются эффузивные и интрузивные породы трапповой формации как прямо-, так и обратномагнитные. Обратномагнитные трапповые образования, образующие обширные минимумы магнитного поля, преобладают в северной части Тунгусской синеклизы, где слагают крупные возвышенности (плато Путорана) и области обильного насыщения осадочного чехла обратномагнитными трапповыми интрузиями (северная часть Бахтинского мегавыступа). Интенсивные положительные аномалии в южной половине синеклизы связаны с прямомагнитными крупными силами, особенно широко развитыми в междуречьях Нижней и Подкаменной Тунгусок [Гусев, 1970].

Трапповая формация в рассматриваемом регионе имеет зональный характер распределения структурно-вещественных ареалов [Шарапов и др., 2003; 2008]. Центральный "толеитовый щит" (плато Путорана, рис. 8) сложен относительно монотонными разрезами низкокальциевых базальтов. Здесь сосредоточено около 90 % всех базальтовых проявлений. С запада, севера и северо-востока "толеитовый щит" охвачен более щелочными, титанистыми и магнезиальными лавами.

Максимальные масштабы интрузивного магматизма в чехле Сибирской платформы фик-

сируются западнее плато Путорана. Это достаточно однородная область, где петрохимические данные лавовых разрезов статистически неразличимы от Хараелахского плато до бассейна реки Хета на востоке и бассейна реки Курейки на юге [Шарапов и др., 2003; 2008]. К этой области принадлежит хорошо изученная геологическими, геофизическими методами и бурением Норильско-Хараелахская никеленосная зона (см. рис. 8). В отдельных мульдах и прогибах этой зоны отмечается повышенная мощность не только эффузивной толщи, но и максимальная концентрация интрузий. Насыщенность чехла интрузиями по колонкам скважин оценивается от 20—50 до 80 % вскрытого разреза. Насыщенность интрузиями консолидированной коры по самым низким оценкам порядка 15 % [Ремпель, Салов, 1977]. Интрузии представлены: габбро-долеритами, оливиновыми габбро-долеритами, пикритовыми и троктолитовыми габбро-долеритами [Золотухин, Альмухамедов, 1991; Золотухин и др., 1989]. Эти породы имеют высокую плотность, поэтому ареалу развития интрузий (рудным узлам) соответствуют остаточные гравитационные аномалии первого и второго порядка, принадлежащие региональному Игарско-Норильскому гравитационному максимуму (см. рис. 2, 8). Это обстоятельство позволяет рассматривать Норильско-Хараелахский прогиб как область исключительно высокой насыщенности разреза земной коры интрузивными траппами (по расчетам 50—70 тыс. км³) [Ремпель, Салов, 1977]. В тектоническом контроле траппового магматизма здесь основную роль играли региональные глубинные рифтогенные разломы субмеридионального простирания.

Игарско-Норильский максимум является частью более крупной зоны максимумов силы тяжести, прослеживающейся по северному и северо-восточному краям Тунгусской синеклизы, охватывая в северо-восточной части Гулинский магматический ареал Маймеча-Котуйской провинции. Эта региональная зона гравитационных максимумов, расположенная вдоль западной и северной периферии Сибирского кратона, полукольцом обрамляет обширный региональный максимум силы тяжести над плато Путорана (см. рис. 2, 8) [Геологическая ..., 1973], подчеркивая зональный характер распределения структурно-вещественных ареалов трапповой формации и центральное положение в этой зональности плато Путорана [Шарапов и др., 2003; 2008]. Региональ-

ный максимум силы тяжести над плато Путорана связан преимущественно с высокими отметками возвышенности (1,7—1,8 км), сложенной магматическими породами высокой плотности, а также, возможно, с линзой магматического материала в нижней части коры и в верхах мантии.

В Приенисейской полосе Тунгусской синеклизы выделяется еще одна область крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма, приуроченная к Бахтинскому мегавыступу. Объем интрузивных траппов Бахтинского мегавыступа — 76,2 тыс. км³, а насыщенность чехла траппами составляет от 8,9 до 67,9 % [Васильев и др., 2007]. Для всех разновидностей интрузивных траппов характерны высокие плотности (2,93—3,16 г/см³). Мегавыступ в поле силы тяжести характеризуется максимумами, близкими по интенсивности к Игарско-Норильскому максимуму силы тяжести. Становление магматических комплексов Бахтинского мегавыступа контролировалось глубинными рифтогенными разломами преимущественно субмеридионального и северо-западного направлений (см. рис. 2).

Заключение. Проведенное исследование геологической природы региональных магнитных и гравитационных аномалий Сибирского кратона позволяет сделать следующие выводы. Региональные магнитные и гравитационные аномалии связаны с областями, характеризующимися высокой концентрацией в земной коре и верхней мантии основных, ультраосновных и щелочно-ультраосновных магматических комплексов высокой намагниченности и плотности. Их образование обусловлено глубинными процессами позднепалеозойско-мезозойского возраста, сформировавшими крупные магматические провинции: трапповую, щелочно-ультраосновную и кимберлитовую.

Формирование магматических провинций Сибирского кратона связано с зонами растяжения литосферы, трассируемыми системами региональных, рифтогенных, глубинных разломов. Главные системы региональных глубинных разломов: меридиональная, северо-восточная и северо-западная. Ранее геологическими исследованиями было показано [Варанд, 1970], что вся территория Сибирской платформы почти равномерно пронизана множеством магмопроводящих разломов северо-западного, северо-восточного, меридионального и широтного направлений, образующих густую сеть. Анализ региональных гравитаци-

онных и магнитных аномалий позволил выделить наиболее крупные, региональные и глубинные магмопроводящие разломы. Как показывает анализ, все три системы — субмеридиональная, северо-восточная и северо-западная — в той или иной степени участвуют в контроле магматизма, обуславливая особенности его состава.

Геофизические данные показывают большую протяженность рассмотренных систем региональных глубинных разломов, выходящих за пределы Сибирского кратона в пределы его складчатого обрамления и Западно-Сибирской плиты.

Субмеридиональная система региональных рифтогенных глубинных разломов образует достаточно густую сеть. Наиболее важные магмопроводящие субмеридиональные глубинные разломы выделены в центральной, западной и восточной частях кратона.

Таймыро-Байкальская система рассекает центральную его часть, область сочленения Тунгусской и Анабарской тектонических провинций и контролирует становление магматических комплексов щелочно-ультраосновного состава Маймеча-Котуйской провинции и щелочных магматических комплексов юго-востока Иркутского амфитеатра и южного Забайкалья.

Субмеридиональные рифтогенные глубинные разломы, выделенные в восточной части кратона, пересекают область развития кимберлитового магматизма, ограничивают рифтогенные структуры Верхоянского прогиба и поднятия Верхоянской цепи гор. Эти системы региональных глубинных разломов играют важную роль в контроле щелочно-ультраосновного (Алданская провинция), траппового и кимберлитового магматизма северо-востока Сибирского кратона.

Западная, Тунгусская, провинция Сибирского кратона отделена от Западно-Сибирской плиты системой субмеридиональных рифтогенных глубинных разломов, контролирующей Норильско-Хараелахскую магматическую провинцию, в составе которой наряду с базальтами нормального и субщелочного ряда развиты пикробазальты и пикриты дифференцированной серии рифтогенного этапа. В Тунгусской провинции преимущественно субмеридиональная и северо-западная системы рифтогенных глубинных разломов контролируют формирование "толеитового щита" — плато Путорана и магматизм Бахтинского мегавыступа.

В контроле магматизма Сибирского кратона активно участвуют зоны растяжения литосферы и связанные с ними системы региональных рифтогенных разломов северо-восточного простирания. Наиболее крупная зона растяжения — Ангаро-Вилуйская — выражена полосой региональных минимумов силы тяжести северо-восточного простирания. К этой зоне растяжения (к североцентральной ее части) тяготеет мезозойский внутриконтинентальный прогиб, состоящий из серии вулканотектонических структур (впадин, прогибов и разделяющих их поднятий), вмещающих интрузивно-вулканогенные комплексы преимущественно раннемезозойского тектонического этапа. В состав этой зоны входят крупные впадины рифтовой природы: Вилуйская, Кемпендэйская, Ыгыаттинская и Нижнеангарская.

Система северо-восточных региональных глубинных рифтогенных разломов Ангаро-Вилуйской зоны — центральная часть более крупной системы региональных разломов, к которой принадлежит и Северо-Монгольско-Забайкальский пояс концентрации глубинных разломов, контролирующих размещение рифтовых структур и разновозрастных щелочных магматических образований. На северо-западном фланге Ангаро-Вилуйской зоны растяжения региональные разломы северо-восточной системы контролируют проявления базитового и кимберлитового магматизма.

Авторы выражают глубокую благодарность г-ру геол.-минерал. наук, проф. Виктору Николаевичу Шарапову за ценные замечания и рекомендации, позволившие существенно улучшить работу.

Список литературы

- Агашев А. М., Орихаши Ю., Ватанабе Т., Похиленко Н. П., Серенко В. П. Изотопно-геохимическая характеристика кимберлитов Сибирской платформы в связи с проблемой их происхождения // Геология и геофизика. — 2000. — 41. — № 1. — С. 90—99.
- Аномалии магнитного поля и глубинное строение земной коры / Под ред. З. А. Крутиховской. — Киев: Наук. думка, 1982. — 172 с.
- Варанг Э. Л. О тектоническом положении вулканических аппаратов Тунгусской синеклизы // Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. — Красноярск: Изд. Ин-та вулканологии СО АН СССР, 1970. — С. 115—116.
- Васильев Ю. Р., Прусская С. Н., Мазуров М. П. Новый тип крупнообъемных проявлений внутриплитного интрузивного траппового магматизма (запад Сибирской платформы) // Докл. РАН. — 2007. — 413, № 2. — С. 213—216.
- Витте Л. В. Магнитная модель земной коры Центральной провинции Алданского щита / АН СССР. Сиб. отд-ние Ин-та геологии и геофизики. — Препр. — Новосибирск, 1989. — 38 с.
- Витте Л. В., Мосиенко Б. А. О природе магнитных аномалий Алданского щита // Геология и геофизика. — 1977. — № 3. — С. 13—18.
- Витте Л. В., Василевский А. Н. К вопросу о тектонической позиции и формах проявления в коре щелочно-ультраосновного магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 1988. — № 5. — С. 55—66.
- Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. — 1 : 1 500 000. — Москва: Аэрогеология, 1973. — 9 л.
- Глебовицкий В. А., Хильтова В. Я., Козаков И. К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геоло-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. — 2008. — № 1. — С. 12—26.
- Гришин М. П. Строение фундамента под чехлом Сибирской платформы // Докембрий континентов. Древние платформы Евразии. — Новосибирск: Наука, 1977. — С. 207—218.
- Гусев Б. В. Палеомагнитная корреляция и возрастные взаимоотношения магматических образований Маймеча-Котуйской провинции // Тр. Науч.-исслед. Ин-та геологии Арктики. — Ленинград, 1970. — С. 15—28.
- Гусев Б. В., Егоров А. С. Палеомагнитная корреляция и условия формирования ранне-мезозойских эффузивов Маймеча-Котуйской провинции // Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. — Красноярск: Изд. Ин-та вулканологии СО АН СССР, 1970. — С. 107—109.

- Домышев В. Г. Пирокластические толщи, трапповый вулканизм и тектоника юго-востока Тунгусской синеклизы. — Новосибирск: Наука, 1974. — 118 с.
- Дюжиков О. А. Металлогения траппов Сибирской платформы // Траппы Сибири и Декана (черты сходства и различие). — Новосибирск: Наука, 1991. — С. 73—96.
- Егоркин А. В., Зюганов С. К., Павленкова Н. И. Результаты исследования структуры литосферы на профилях Сибири // Геология и геофизика. — 1988. — № 5. — С. 120—128.
- Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышев Н. М. Верхняя мантия Сибири // Геофизика: Матер. 27-го Междунар. геолог. конгресса. — Москва: Наука, 1984. — Т. 8. — С. 27—43.
- Жабин А. Г. О строении и последовательности формирования Гулинского плутона дунитов, ультраосновных и ультраосновных щелочных лав, щелочных пород и карбонатов // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатов. — Москва: Наука, 1965. — С. 160—192.
- Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Андреев Г. В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. — Москва: Наука, 1985. — 231 с.
- Золотухин В. В., Альмухамедов А. И. Базальты Сибирской платформы: условия проявления, вещественный состав, механизм образования // Траппы Сибири и Декана (черты сходства и различие). — Новосибирск: Наука, 1991. — С. 7—38.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Дюжиков О. А. Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). — Новосибирск: Наука, 1989. — 245 с.
- Зорин Ю. А., Голубев В. А., Новоселова М. Р. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом // Докл. АН СССР. — 1979. — 249, № 1. — С. 158—161.
- Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей / Под ред. З. А. Крутиховской. — Киев: Наук. думка, 1984. — 260 с.
- Колесова В. И., Петрова А. А. Исследование структуры региональных аномалий древних платформ // Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 89—96.
- Крутиховская З. А. Глубинные магнитные неоднородности — миф или реальность // Геофиз. журн. — 1986. — 8, № 5. — С. 3—23.
- Крутиховская З. А., Елисеева С. В., Марковский В. С., Подоляно С. М., Ужва Т. Г., Шарова А. М. Исследование региональных магнитных аномалий древних щитов // Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей: Сб. науч. тр. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 122—132.
- Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии // Магнитные аномалии земных глубин. — Киев: Наук. думка, 1976. — С. 101—125.
- Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Региональные магнитные аномалии как источник информации о глубинной структуре коры // Геофиз. сб. — 1979. — Вып. 46. — С. 301—317.
- Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Силина И. Н. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1982. — 216 с.
- Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Петрик Г. В., Селезнев В. С. О сейсмической модели верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. — 1979. — № 5. — С. 117—129.
- Магнитная модель литосферы Европы / Под ред. Г. И. Каратаева. — Киев: Наук. думка, 1990. — 168 с.
- Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита // Сов. геология. — 1971 — № 7. — С. 107—119.
- Милашев В. А. Кимберлитовые провинции. — Ленинград: Недра, 1974. — 238 с.
- Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Магнитная модель юго-западной части Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. — 1995. — 17, № 6. — С. 31—36.
- Павлов А. Л., Дымкин А. М. Термодинамика процессов ферритизации в силикатных расплавах и проблема рудообразования. — Новосибирск: Наука, 1978. — 240 с.
- Петрова А. А., Портнова В. П. Геофизическая характеристика мегаморфоструктур Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформ // Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 83—89.

- Печерский Д. М., Орлюк М. И., Пашкевич И. К.* Магнетизм земной коры континентов: развитие исследований и идей З. А. Крутиховской // Геофиз. журн. — 2006. — **28**, № 5. — С. 40—51.
- Погребницкий Ю. Е.* Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Сов. геология. — 1976. — № 12. — С. 3—22.
- Ремпель Г. Г., Салов В. М.* Природа региональных гравитационных аномалий и их использование при оценке объема интрузивных масс в Норильско-Хараелахском прогибе // Геология и геофизика. — 1977. — № 9. — С. 15—23.
- Розен О. М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. — 2003. — № 3. — С. 368—373.
- Розен О. М., Манаков А. В., Горев Н. И., Серенко В. П.* Структура Сибирского кратона как отражение процессов аккреции суперконтинентов Кенорленд 2,7 млрд лет и Колумбия 2,0—1,3 млрд лет назад // Фундаментальные проблемы геотектоники. — Москва: ГЕОС, 2007. — Т. II. — С. 155—161.
- Стогний В. В., Стогний Г. А.* Магнитное поле Якутии: структура и природа // Геофиз. журн. — 2006. — **28**, № 5. — С. 87—94.
- Страхов В. Н.* Вопросы теории интерпретации региональных магнитных аномалий // Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 45—59.
- Суворов В. Д., Парасотка Б. С., Черный С. Д.* Глубинные сейсмические исследования в Якутии // Физика Земли. — 1999. — № 7—8. — С. 94—113.
- Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий /* Ред. К. Д. Мокшанцев. — 1 : 1500000. — Москва, 1976. — 6 л.
- Хуголей А. К., Сирс Д., Чемберлен К., Мак Лин Д., Прокопьев А. В., Ковач В. П., Загорная Н. Ю., Кропачев А. П., Серкина Г. Г.* Эволюция юго-восточной окраины Сибирской платформы в протерозое по данным U-Pb и Sm-Nd изотопно-геохронологических исследований рифейско-нижнекембрийских толщ Сете-Дабана // Фундаментальные проблемы геотектоники. — Москва: ГЕОС, 2007. — Т. II. — С. 335—338.
- Шарапов В. Н., Васильев Ю. Р., Альмухамедов А. И., Медведев А. Я.* О локальной и региональной изменчивости в составе пермо-триасовых эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 2003. — **44**, № 8. — С. 741—752.
- Шарапов В. Н., Перепечко Ю. В., Перепечко Л. Н., Рахменкулова И. Ф.* Природа мантийных источников пермо-триасовых траппов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 2008. — **49**, № 7. — С. 652—665.
- Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д., Колесник Н. Н.* Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. — 2000. — № 10. — С. 209—228.
- Ярмолюк В. В., Коваленко В. И.* Позднемезозойский—кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика. — 1995. — **36**, № 8. — С. 132—141.
- Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Иванов В. Г.* Внутриплитная позднепалеозойская-кайнозойская вулканическая провинция Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника. — 1995. — № 5. — С. 41—67.
- Ярмолюк В. В., Литвиновский Б. А., Коваленко В. И., Занвилевич А. Н., Воронцов А. А., Журавлев Д. З., Посохов В. Ф., Кузьмин Д. В., Сандумирова Г. П.* Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольско-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. — 2001. — **9**, № 4. — С. 351—380.
- Andersen O. B., Knudsen P.* Global marine gravity field from the ERS-1 and Geosat geodetic mission altimetry // J. Geophys. Res. — 1998. — **103**, № C4. — P. 8129—8137.
- Andersen O. B., Knudsen P., Trimmer R.* Improved high resolution gravity field mapping (the KMS02 Global Marine gravity field). Improved High Resolution Altimetric Gravity Field Mapping (KMS2002 Global Marine Gravity Field). International Association of Geodesy Symposia, Volume 128. A Window on the Future of Geodesy, Symposium G03, Proceedings of the International Association of Geodesy IAG General Assembly Sapporo, Japan, 30 June — 11 July. — Berlin: Springer Heidelberg, 2003. — P. 326—331.
- Diamant M., Kogan M.* longwavelength gravity anomalies and the deep thermal structure of the Baikal rift // Geophys. Res. Lett. — 1990. — № 17. — P. 1977—1980.

- Hemant K.* Modeling and Interpretation of Global Lithospheric Magnetic Anomalies. Digital Dissertation. — Berlin, 2003. — P. 137. — www.diss.fu.berlin.de/2003/270/indexe.html
- Kelso P. R., Banerjee S. K., Teysier C.* Rocs magnetic properties of the Arunta Block, central Australia, and their implication for the interpretation of long-wavelength magnetic anomalies // *J. Geophys. Res.* — 1993. — **98**. — P. 15987—15999.
- Maus S., Rother M., Hemant K.* Earth's lithospheric magnetic field determined to spherical harmonic degree 90 from CHAMP satellite measurements // *Geophys. J. Int.* — 2006. — **164**. — P. 319—330.
- Pavlenkova G. A., Priestley K., Cipar A.* 2D model of the crust and uppermost mantle along Rift profile, Siberian craton // *Tectonophysics.* — 2002. — **355**. — P. 171—186.
- Purucker M. E., Whaler K. A.* Elsevier Treatise on Geophysics // *Geomagnetism.* — 2007. — **5**. — P. 197—225.
- Schlenger C. M.* Magnetization of the lower crust and interpretation of regional magnetic anomalies. Example from Lofoten and Westeralen, Norway // *J. Geophys. Res.* — 1985. — **90**. — P. 11,481—11,504.
- Sheth H.* The Deccan beyond the plume hypothesis. — 2006. — <http://www.mantleplumes.org/Deccan.html>
- Taylor P. T., Flawley J. J.* Magsat anomaly data over the Kursk region, USSR // *Phys. Earth Planet. Int.* — 1987. — **45**, № 3. — P. 255—263.
- Wasilewski P. J., Mayhew M. A.* The Moho as a magnetic boundary revisited // *J. Geophys. Res.* — 1992. — № 19. — P. 2259—2262.
- Wasilewski P. J., Mayhew M. A.* Crustal xenolith properties and long wavelength anomaly source requirement // *Geophys. Res. Lett.* — 1982. — № 9. — P. 329—332.
- Whaler K. A., Langel R. A.* Minimal crustal magnetizations from satellite data // *Phys. Earth Planet. Int.* — 1996. — **98**. — P. 303—319.