

博士論文

マダガスカル共和国中央東部の
地質学的・地球化学的・年代学的研究

Geology, geochemistry and geochronology of
east-central Madagascar

国立大学法人 横浜国立大学大学院

環境情報学府

環境生命学専攻

責任指導教員：石川 正弘 教授

市 來 孝 志

Takashi ICHIKI

2015 年 3 月

要旨

マダガスカル共和国は約 5-6 億年前のゴンドワナ超大陸の造山帯内部に位置するとされる。特にゴンドワナ超大陸復元において、マダガスカル共和国とインドとの関連は現在最も熱い話題の一つである。本研究は 2007 年と 2008 年、マダガスカル共和国中央東部に分布するマスラ岩体、アンタナナリボ岩体、ベツィミサラカ岩体の野外地質調査を行い、(1) 岩体を構成する地質と構成岩石を明らかにし、(2) 変成作用を解析し変成反応経路と温度圧力条件を見積もり、(3) 地球化学的特徴から、変成岩の原岩とその形成場の検討を行い、(4) ジルコンの LA-ICP-MS U-Pb 法により原岩の形成年代を推定した。

マダガスカル共和国東部には太古代マスラ岩体およびアントンジル岩体が位置する。マスラ岩体・アントンジル岩体の西側にはベツィミサラカ岩体を挟み太古代アンタナナリボ岩体が位置する。

マスラ岩体は主に変成花崗岩類で構成され、少量の超苦鉄質変成岩、苦鉄質変成岩、変成堆積岩を含む。変成堆積岩の変成作用解析の結果、温度約 650-700°C、圧力 0.7-0.8 GPa の温度圧力条件を示す変成作用を被っていたと考えられる。これらの変成岩の地球化学的特徴に基づくと、超苦鉄質変成岩はレルゾライト、ウェブステライトなどのカンラン岩起源のもの、および輝岩起源のものとホルンブレンダイト起源のものから構成される。苦鉄質変成岩は中央海嶺玄武岩および島弧玄武岩起源である。マスラ岩体の変成花崗岩類は典型的な太古代 TTG 組成を示し、3277 Ma の年代が得られた。変成花崗岩類は地球化学的特徴に基づきに 2 種類に分類でき、それぞれ変成トロニウム岩および珪長質片麻岩である。変成トロニウム岩は典型的な太古代 TTG 組成を示し、島弧下部地殻の部分溶融により生成したと考えられる。珪長質片麻岩はより地殻アナテクシスによる成因が考えられる。

アンタナナリボ岩体は主に変成花崗岩類で構成され、少量の苦鉄質変成岩、変成堆積岩を含む。変成堆積岩の変成作用解析の結果、見積もられた温度圧力条件は東西で異なり、西部は温度約 640-670°C、圧力 0.65-0.85 GPa の温度圧力条件を示す変成作用を被っていたと考えられる。一方で東部は温度約 550-650°C、圧力約 0.8-1.2 GPa の条件から温度上昇を経てピーク変成条件約 800°C、圧力 0.85 GPa から温度圧力低下する時計回りの温度圧力経路を経たと考えられる。変成岩の原岩を検討した結果、苦鉄質変成岩は島弧玄武岩起源である。変成花崗岩類は地球化学的特徴に基づき 3 つに区分でき、それぞれ変成花崗岩質岩、低 K_2O/Na_2O 比トーナル岩質片麻岩および高 K_2O/Na_2O 比花崗岩質片麻岩である。低 K_2O/Na_2O 比トーナル岩質片麻岩の原岩は大陸地殻の部分溶融による珪長質集積岩であり、高 K_2O/Na_2O 比花崗岩質片麻岩の原岩は、大陸地殻の部分溶融メルトであると考えられる。アンタナナリボ岩体南部のトーナル岩質片麻岩から 2744 Ma の年代が得られ、これは同岩体北部の約 25 億年前の花崗岩類とは異なる岩石化学組成を示す。さらに 760 Ma の年代が得られた花崗岩質片麻岩は火山弧的な化学組成を示す。中性変成岩はアルカリおよびカリウムに富み、原岩は粗面安山岩であると考えられ

る。その成因は大陸内において地殻の薄化に伴い上昇してきたマントルマグマ起源であると考えられる。この岩石から550 Maの年代が得られた。この中性変成岩はベツィミサラカ岩体においても見られる。

ベツィミサラカ岩体は主に変成堆積岩で構成され、少量の超苦鉄質変成岩を含む。変成堆積岩から 500 Maの年代が得られた。この超苦鉄質変成岩はホルンブレンダイトである。

岩石化学組成、年代値および先行研究に基づくと、マダガスカル共和国中央部および東部では、約 33 億年前、約 27 億年前および約 25 億年前に異なる起源をもつ花崗岩質マグマが活動したと考えられ、この特徴はインドのダルワールクラトンと酷似する。一方、約 7-8 億年の火山弧の特徴を示す花崗岩類はインドダルワールクラトンには認められず、マダガスカル共和国東部にのみ認められる。このことは東西ゴンドワナ大陸衝突前の海洋プレートの沈み込みが現在のマダガスカル共和国東部を含むダルワールクラトン西側から生じた可能性を示す。また変成条件の見積もりから、ゴンドワナ大陸衝突縫合時に、マダガスカル共和国中央東部は周辺よりも深部に位置していたということが考えられる。

謝 辞

博士研究を進める上で、石川正弘教授には卒業研究および修士研究に引き続き合わせて約10年間もの長期間に渡りご指導を頂き大変お世話になりました。まずここに厚くお礼を申し上げます。2007年の修士1年時にマダガスカル共和国における初めての海外地質調査へ行く機会を与えてくださったことは、研究を進めて行く上のみならず、私の人生において貴重な経験となりました。またオマーン国の地質調査にも同伴させて頂いたことは視野を広げる重要な機会となりました。最終学年時には実験補助という形で経済援助をして頂き、どうにか博士研究を進めて行くことができました。改めてお礼申し上げます。有馬眞教授には2回に渡りマダガスカルへの海外地質調査支援をして頂き、また調査にも同伴させて頂きました。また博士研究を進めて行く上で様々に議論して頂き、大変お世話になりました。お礼申し上げます。間嶋隆一教授には特に議論させて頂く時に、私がどうしても自己の視点のみに偏り陥りがちになってしまうところを、分かりやすく指摘して頂きました。河潟俊吾博士、和仁良二博士には、博士論文を進めて行く上で鋭いご指摘を頂くとともに、叱咤激励して頂きました。ここにお礼申し上げます。また菊池知彦教授には博士論文審査会に加わって頂き学位審査をして頂きました。

アンタナナリボ大学のRakotondrazay Raymond 教授には、マダガスカルにおける2回の地質調査に終始同行して頂き、様々なアドバイス、常に温かい励ましを頂き大変お世話になりました。Raymond 教授がいらっしゃらなければ、私の研究と調査は完遂することができませんでした。厚くお礼を申し上げます。同大学Roger Rambeloson 博士には特にマダガスカルにて開催された国際シンポジウムで大変お世話になりました。

九州大学の小山内康人教授、中野伸彦博士および足立達朗博士にはジルコンおよびモナズ石を用いた年代測定で大変お世話になりました。年代測定結果について議論して頂いたことだけでなく、特に2011年の東日本大震災後の4月にて約2週間の期間に渡り九州大学に滞在させて頂き、わずかでも研究生活を共に過ごさせて頂いたことは、非常に良い刺激と経験となり、多くのことを学ぶことができました。また2007年日高巡検では最高の変成岩露頭を案内して頂きました。厚くお礼を申し上げます。

海洋研究開発機構の木村純一博士および仙田量子博士には微量元素組成および希土類元素測定で大変お世話になりました。また国立科学博物館の谷健一郎博士には同機構在籍時に全岩化学組成分析で大変お世話になりました。また折に触れて叱咤激励をして頂きました。

国立極地研究所の外田智千博士にはジルコン粒子の鉱物分離およびカソードルミネッセンス像の撮影のため走査型電子顕微鏡を使用させて頂き大変お世話になりました。また同研究所のラマン分光分析装置も使用させて頂きました。さらに同研究所の堀江憲路博士および同大学に滞在していた九州大学の竹原真美氏にはジルコン粒子の鉱物分離時に大変お世話になりました。また山口大学の志村俊昭教授にはジルコン粒子の鉱物分離の有益な手法をご教示頂きました。

筑波大学の角替敏昭教授にはシュードセクションの作成をご教示頂き、大変お世話になりました。また学会時には、様々に議論して頂き貴重なアドバイスを頂きました。また同大学の清水恒子女士にもシュードセクション作成時には大変有益なコメントを頂きました。

横浜国立大学機器分析センターの根岸洋一氏にはフィールドエミッション電子マイクロプローブアナライザーを用いた岩石中の鉱物化学組成定量分析、元素マッピング像の撮影時に非常にお世話になりました。また東京大学の脇原徹博士、および同センターの吉原美知子博士、高梨基治氏にはラマン分光分析装置使用時にお世話になりました。

愛媛大学の斉藤哲博士には、横浜国立大学在籍時に様々に議論して頂いたり、叱咤激励をして頂いたりと大変お世話になりました。また横浜国立大学Rakotonandrasana N.O.T. Thierry博士にはマダガスカルの野外調査に同行して頂きました。変成岩の反応組織解析には議論して頂くとともに大変有益なコメントを頂きました。

西日本東南極グループの皆様には、研究集会時に叱咤激励して頂きました。国立極地研究所の白石和行教授、愛媛大学の川寄智佑教授、高知大学の石塚英男教授、山口大学の和田正明教授、新潟大学のMadhusoodhan Satish Kumar教授、京都大学の河上哲生博士、九州大学宮本知治博士の方々には大変お世話になりました。

オーストラリア連邦メルボルン大学のSteven D. Boger博士、アメリカ地質調査所のRobert D. Tucker博士、南アフリカ地質調査所のPaul H. Macey博士、イギリス地質調査所のRoger M. Key博士にはマダガスカルの最新の地質図や未公表の地質図の説明書および論文を提供して頂きました。

九州大学の小山内研究室メンバーには大変お世話になりました。特に米村和紘博士には2週間の間、下宿先に宿泊させて頂きました。厚くお礼申し上げます。また東北大学の加藤涼介氏には九州大学での年代測定時には下宿先に宿泊させて頂きました。ここに厚くお礼申し上げます。

横浜国立大学の石川研究室、有馬研究室、間嶋研究室、和仁研究室、河潟研究室のメンバーには岩石試料作成時や議論等でお世話になりました。

最後に会社の上司、家族と友人に改めて感謝の言葉を申し上げます。特に両親と祖母には経済的に精神的に多大な支援をして頂き、通常よりも長期間に渡る博士研究を滞りなく進めて行くことができました。

横浜国立大学環境情報学府の海外学術支援助成を利用させて頂き、オーストラリアにおける国際シンポジウムにて学会発表をさせて頂きました。

目次

要旨	i
謝辞	iii
図表リスト	vii
第1章 序論	1
第2章 地質概説	3
マダガスカル共和国の地質体区分.....	3
アントンジル岩体.....	3
マスラ岩体.....	4
アンタナナリボ岩体.....	4
ツァラタナナ岩体.....	5
ベツィミサラカ岩体.....	5
イモロナ-イツィンドロ深成岩体.....	5
キアンガラ深成岩体.....	6
アンバラバオ-マエバラノ深成岩体.....	6
アンガーボーイファナディアナ剪断帯.....	6
第3章 産状記載および岩石記載	7
マスラ岩体.....	7
アンタナナリボ岩体.....	11
ベツィミサラカ岩体.....	14
第4章 変成作用	17
先行研究.....	17
分析手法.....	17
変成反応組織.....	18
鉱物化学組成.....	20
変成作用と温度圧力条件.....	21

まとめおよびマダガスカル共和国中央東部における変成作用.....	24
第5章 地球化学的特徴.....	26
先行研究.....	26
分析手法.....	28
変成岩の原岩検討.....	29
変成・変質作用の全岩化学組成への影響.....	30
地球化学的特徴.....	31
成因と形成場およびマダガスカル共和国における意義.....	37
太古代 TTG の意義.....	42
太古代低 K_2O/Na_2O トーナル岩質片麻岩の意義.....	43
原生代後期花崗岩質岩の意義.....	44
原生代後期アルカリ岩の意義.....	44
まとめ.....	45
第6章 年代学的特徴.....	47
先行研究.....	47
分析手法.....	48
LA-ICP-MS ジルコン U-Pb 年代測定結果.....	49
年代結果の解釈とマダガスカル共和国における意義.....	51
まとめ.....	52
第7章 議論.....	54
マダガスカル共和国中央東部の地殻進化過程.....	54
太古代地殻の形成と進化.....	55
原生代地殻の形成と進化.....	56
第8章 結論.....	58
引用文献.....	60
図表.....	84

図表リスト

図

- 図 1. ギンドワナ超大陸の復元図 (Jacobs and Thomas, 2004 および Jacobs et al., 2008 を元に加筆および修正)
- 図 2. マダガスカル共和国を含むギンドワナ超大陸の形成モデル (Collins, 2006; Tucker et al., 2011a を元に加筆および修正). (a) 小大陸アザニアモデル (Collins and Pisarevsky, 2005), (b) 大ダルワールクラトンモデル (Tucker et al., 2011a, b).
- 図 3. マダガスカル共和国の地質体区分図 (a) および地質断面図 (b) (Collins, 2006; Tucker et al., 2011a; Fritz et al., 2013 を元に加筆および修正)
- 図 4. マダガスカル共和国中央東部の地質図 (Conrad et al., 2008; De Waele et al., 2008; Pitfield and Randriamananjara, 2008; Randriamananjara, 2008; Smith et al., 2008a, b, c に加筆および修正)
- 図 5. マスラ岩体北部の地質図 (Randriamananjara, 2008 に加筆および修正)
- 図 6. マスラ岩体南部の地質図 (Smith et al., 2008b, c に加筆および修正)
- 図 7. アンタナナリボ岩体南部の地質図 (Boger et al., 2009 に加筆および修正)
- 図 8. マスラ岩体の代表的な野外産状写真 (a) 変成トロニウム岩 (b) 層状の角閃岩を間に挟む変成トロニウム岩 (c) 変成トロニウム岩中に見られる苦鉄質エンクレーブ (d) 変成トロニウム岩 (e) 珪長質片麻岩と片麻岩に貫入する花崗岩 (f) 黒雲母片麻岩 (g) 正片麻岩と正片麻岩中に貫入する花崗岩 (h) 正片麻岩中に貫入する花崗岩に見られる非対称構造 (i) 縞状鉄鉱 (j) 石英長石質片麻岩および角閃岩 (k) 眼球状片麻岩 (l) カルクシリケート片麻岩 (m) 超苦鉄質変成岩 (n) 閃緑岩および花崗岩 (o) 変形が顕著に見られる花崗岩 (p) 花崗岩質片麻岩
- 図 9. アンタナナリボ岩体の代表的な野外産状写真 (a) 角閃石-黒雲母片麻岩 (b) 変成縞状鉄鉱 (c) および (d) 優白質部と優黒質部で見られる変成花崗岩質類 (e) 角閃岩-カルクシリケート-花崗岩質片麻岩 (f) 均質な組成を示す変成花崗岩類 (g) 中性変成岩と中性変成岩に貫入する花崗岩
- 図 10. ベツィミサラカ岩体の代表的な野外産状写真 (a) 石英長石質片麻岩 (b) カルクシリケート片麻岩 (c) カルクシリケート片麻岩中に見られる非対称構造 (d) 超苦鉄質変成岩

- 図 11. マスラ岩体の代表的な薄片試料の顕微鏡写真 (a) 超苦鉄質変成岩 (b) 角閃岩 (c) 角閃岩 (d) 角閃岩 (e) 角閃岩 (f) 角閃石-黒雲母片麻岩 (g) 変成トロニウム岩 (h) 花崗岩質片麻岩 (i) 縞状鉄鉱 (j) 石英長石質片麻岩 (k) 藍晶石-黒雲母-白雲母片麻岩 (l) ザクロ石-珪線石-黒雲母片麻岩 (m) カルクシリケート片麻岩 (n) 閃緑岩 (o) 花崗岩 (p) 花崗岩
- 図 12. アンタナナリボ岩体の代表的な薄片試料の顕微鏡写真 (a) ザクロ石-斜方輝岩 (b) 角閃岩 (c) 単斜輝石-角閃石-黒雲母片麻岩 (d) 変成花崗岩質岩 (e) トーナル岩質片麻岩 (f) ザクロ石-角閃石-黒雲母片麻岩 (g) 石英長石質片麻岩 (h) ザクロ石-珪線石片麻岩 (i) 変成縞状鉄鉱 (j) ザクロ石-黒雲母片麻岩 (k) カルクシリケート片麻岩 (l) 角閃石-黒雲母片麻岩 (m) ザクロ石を含む角閃石-黒雲母片麻岩 (花崗岩質片麻岩) (n) 花崗岩質片麻岩 (o) 花崗岩質片麻岩 (p) 花崗岩
- 図 13. ベツィミサラカ岩体の代表的な薄片試料の顕微鏡写真 (a) 単斜輝岩 (超苦鉄質変成岩の中心部) (b) 角閃岩 (超苦鉄質変成岩の周縁部) (c) 角閃石-黒雲母片麻岩 (d) 黒雲母片麻岩 (e) カルクシリケート (f) 花崗岩 (g) 花崗岩 (h) 花崗岩
- 図 14. 変成作用解析に用いた変成岩の代表的な薄片試料の顕微鏡写真 (a) 超苦鉄質変成岩中の直閃石 (b) 超苦鉄質変成岩中のカンラン石周囲に見られる蛇紋石 (c) ザクロ石-珪線石-黒雲母片麻岩 (d) ザクロ石-珪線石-黒雲母片麻岩中のザクロ石中の包有物 (e) ザクロ石-珪線石片麻岩中のザクロ石中の包有物 (藍晶石+十字石+白雲母) (f) ザクロ石-珪線石片麻岩中のザクロ石中に見られるスピネル (g) ザクロ石-珪線石片麻岩中のザクロ石中に大量の包有される石英 (h) ザクロ石-珪線石片麻岩周囲の白雲母および石英
- 図 15. 変成堆積岩 (MG07072310 および MG07072319) 中の藍晶石のラマンシフト
- 図 16. 変成堆積岩 (MG07072003) 中のマトリクス珪線石およびザクロ石の包有物の藍晶石のラマンシフト
- 図 17. 変成堆積岩 (MG08101513B) 中のザクロ石の X 線元素マップ
- 図 18. 変成堆積岩 (MG07072510B) 中のザクロ石の X 線元素マップ
- 図 19. 変成堆積岩 (MG07072003E) 中のザクロ石の X 線元素マップ
- 図 20. ザクロ石の鉱物化学組成
- 図 21. 黒雲母の鉱物化学組成
- 図 22. マスラ岩体に産する変成岩から見積もられた変成温度圧力条件

- 図 23. アンタナナリボ岩体に産する変成岩から見積もられた変成温度圧力条件. (a) 岩体北部および (b) 岩体南部から見積もられた結果を示す.
- 図 24. 超苦鉄質変成岩 (MG07072406) の P-T シュードセクション
- 図 25. 変成堆積岩 (MG08101513) の P-T シュードセクション
- 図 26. 変成堆積岩 (MG07072003D) の P-T シュードセクション
- 図 27. ACF 図 (Winkler, 1979 に加筆および修正)
- 図 28. CIA 図 (Nesbitt and Young, 1982, 1984 に加筆および修正)
- 図 29. DF-A/CNK 図
- 図 30. 主要元素のハーカー図 (マサラ岩体およびアンタナナリボ岩体・ベツィミサラカ岩体)
- 図 31. 微量元素のハーカー図 (マサラ岩体およびアンタナナリボ岩体・ベツィミサラカ岩体)
- 図 32. 超苦鉄質変成岩の希土類元素パターンおよび微量元素スパイダーグラム
- 図 33. 苦鉄質変成岩の希土類元素パターンおよび微量元素スパイダーグラム
- 図 34. 中性変成岩の希土類元素パターンおよび微量元素スパイダーグラム
- 図 35. 変成花崗岩類および花崗岩類の希土類元素パターンおよび微量元素スパイダーグラム
- 図 36. (a) K/Rb 比プロットおよび (b) Th/U 比-La/Th 比プロット
- 図 37. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Mg}$ 値プロット (Kempton and Harmon, 1992 を引用および加筆)
- 図 38. CIPW ノルム鉱物に基づく超苦鉄質岩の分類図 (Streckeisen, 1976 を引用および加筆)
- 図 39. マサラ岩体に産する超苦鉄質変成岩のプロット (a) MgO-SiO_2 プロット (b) MgO-CaO プロット (c) $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ プロット (d) MgO-TiO_2 プロット (e) $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2/\text{MgO}$ プロット (f) MgO-Ni プロット (Katzir et al., 1999 に掲載の Pfeifer, 1990 を引用および加筆) (g) $\text{Nd}_{\text{PM}}\text{-Yb}_{\text{PM}}/\text{Nd}_{\text{PM}}$ プロット
- 図 40. Zr/Ti-Nb/Y プロット (Winchester and Floyd, 1977 を引用および加筆) (a) 苦鉄質変成岩および中性変成岩 (b) 変成花崗岩類および花崗岩類
- 図 41. 苦鉄質変成岩の Th/La- Nb/La プロット
- 図 42. 変成花崗岩類および花崗岩類の An-Ab-Or 分類図
- 図 43. 変成花崗岩類および花崗岩類の微量元素比図 (a-b) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (アルカリ-ライム指標; MALI) および $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO})\text{-SiO}_2$ プロット. 優白質花崗岩, コルディレラタイプ花崗岩の領域を示す. (a)

および (b) の ferroan, magnesian の境界線は Frost et al. (2001) による. (c) Sr/Y-Y プロット (Defant and Drummond, 1990 に加筆および修正). (d) La/Yb-Yb プロット (Martin, 1994 に加筆および修正). 灰色の領域は太古代トーンアル岩-トロニウム岩-花崗閃緑岩 (TTG) の領域. もう一方の領域は島弧火成岩の領域を示す. (e-f) Pearce et al. (1984) による花崗質岩の形成場の分類図. COLG = 衝突帯花崗岩, ORG = 海嶺花崗岩, VAG = 火山弧花崗岩, WPG = プレート内花崗岩を示す.

図 44. 変成トロニウム岩の成因検討に用いた相平衡図 (a) N-MORB 組成の苦鉄質岩を用いた結果, (b) 島弧玄武岩組成の苦鉄質岩の組成を用いた結果

図 45. 変成トロニウム岩の成因検討に用いたモデル計算により求めた微量元素パターン図 (a) N-MORB 組成の苦鉄質岩を用いた結果, (b) 島弧玄武岩組成の苦鉄質岩の組成を用いた結果

図 46. マスラ岩体に産する変成トロニウム岩および先行研究の変成花崗岩類の希土類元素パターンによる比較 (a) アントンジル岩体 (Schofield et al., 2010) (b-c) 西ダルワールクラトン (Charan et al., 2009; Naqvi et al., 2009)

図 47. アンタナナリボ岩体に産する低 K_2O/Na_2O トーンアル岩質片麻岩および先行研究の変成花崗岩類の希土類元素パターンによる比較 (a) アンタナナリボ岩体ヴォンドロゾ層群に産するミグマタイト化した黒雲母片麻岩 (Macey et al., 2009) (b-c) アンタナナリボ岩体ベツィボカ深成岩体に産する (b) ミグマタイト化した花崗閃緑岩質片麻岩, および (c) 変成花崗閃緑岩 (Macey et al., 2009) (d) 中央ダルワールクラトンに産する変成花崗岩質岩 (Peucat et al., 2013)

図 48. アンタナナリボ岩体に産する中性変成岩および先行研究の中性変成岩の希土類元素パターンによる比較

図 49. ジルコン U-Pb 年代測定に用いた代表的なジルコンの CL 像 (a) マスラ岩体に産する変成トロニウム岩 (MG08101232) (b) マスラ岩体に産する石英長石質片麻岩 (MG07072322) (c) アンタナナリボ岩体に産するトーンアル岩質片麻岩 (MG07072010) (d) アンタナナリボ岩体に産する花崗岩質片麻岩 (MG07072201) (e) アンタナナリボ岩体に産する花崗岩質片麻岩 (MG07072502) (f) アンタナナリボ岩体に産する花崗岩質片麻岩 (MG07072116) (g) アンタナナリボ岩体に産する中性変成岩 (MG07072102)

図 50. ジルコン U-Pb 年代測定結果 (コンコーディア図) (a) マスラ岩体に産する変成トロニウム岩 (MG08101232) (b) マスラ岩体に産する石英長石質片麻岩 (MG07072322) (c) アンタナナリボ岩体に産す

るトーン岩質片麻岩 (MG07072010) (d) アンタナナリボ岩体に産する花崗岩質片麻岩 (MG07072201)
 (e) アンタナナリボ岩体に産する花崗岩質片麻岩 (MG07072502) (f) アンタナナリボ岩体に産する花崗岩
 質片麻岩 (MG07072116) (g) アンタナナリボ岩体に産する中性変成岩 (MG07072102)

図 51. マスラ, アンタナナリボ岩体およびベツィミサラカ岩体における年代データのまとめ. 引用した年代
 データ (Kröner et al., 1999a, b, 2000; Martelat et al., 2000; Kröner, 2001; Meert et al., 2001; Collins et al., 2003c;
 Smith et al., 2008a, b, c; De Waele et al., 2009, 2011; Grégoire et al., 2009; Goodenough et al., 2010; Raharimahefa
 and Kusky, 2010; Giese et al., 2011; Jöns and Schenk, 2011; Tucker et al., 2011a)

図 52 マダガスカル共和国における変成年代データのまとめ. (a) LA-ICP-MS および SHRIMP によるウラン-
 鉛ジルコン年代. 引用したジルコン年代データは, a) Collins et al. (2003c); b) Schofield et al. (2010); c) Tucker
 et al. (2011); d) Smith et al. (2008c); e) Jöns et al. (2009); f) Thomas et al. (2009); g) Collins et al. (2012); h) Jöns
 and Schenk (2011); i) Kabete et al. (2006); j) Kröner et al. (2000); k) Raharimahefa and Kusky (2010); l) De Waele
 et al. (2011); m) Fitzsimons and Hulscher (2005); n) Kröner et al. (1999a); o) Rakotonandrasana (2010). (b) EPMA
 ウラン-鉛-トリウムおよび SHRIMP ウラン-鉛によるウラン-鉛モナズ石年代. 引用したモナズ石年代デ
 ータは, a) Fitzsimons et al. (2012); b) Jöns and Schenk (2011); c) Jöns and Schenk (2008); d) Giese et al. (2011); e)
 Martelat et al. (2000); f) Grégoire et al. (2009); g) Ito et al. (1997); h) Goncalves et al. (2003); i) Goncalves et al.
 (2004); j) Berger et al. (2006); k) Buchwaldt et al. (2003); l) Jöns et al. (2006); m) de Wit et al. (2001); n) Emmel et
 al. (2008).

図 53 マダガスカル共和国における原生代後期変成作用の (a) 温度条件, (b) 圧力条件のまとめ. 引用したデ
 ータは, a) Goncalves et al. (2003); b) Nédélec et al. (1994); c) Nédélec et al. (2000); d) Grégoire et al. (2009); e)
 Jöns and Schenk (2011); f) Boger et al. (2012); g) Markl et al. (2000); h) Rakotonandrasana et al. (2010); i) Martelat
 et al. (2000); j) Jöns and Schenk (2008); k) Jöns et al. (2006); l) Buchwaldt et al. (2003); m) Bauer et al. (2011); n)
 Paquette et al. (2003); o) De Waele et al. (2011); p) Paquette et al. (1994); q) Daso (1983); r) Morteani and
 Ackermant (2006); s) Ackermant et al. (1991); t) Raith et al. (2008); u) Martelat et al. (1997).

図 54 東アフリカ造山帯中央部における太古代から古生代前期の地殻形成進化モデル

図 55 マダガスカル共和国およびインドの復元図. 引用したデータは, 1 = Tucker et al. (1999); 2 = Collins et al.
 (2001); 3 = Paquette et al. (2003); 4 = Schofield et al. (2010); 5 = Bauer et al. (2011); 6 = Tucker et al. (2011a); 7 =

Fitzsimons et al. (2012); 8 = Smith et al. (2008c); 9 = De Waele et al. (2011); 10 = Paquette and Nédélec (1998); 11 = Kröner et al. (1999a); 12 = Kröner et al. (1999b); 13 = Kröner et al. (2000); 14 = Müller (2000); 15 = Kröner (2001); 16 = Meert et al. (2001); 17 = Tucker et al. (2007); 18 = De Waele et al. (2009); 19 = Raharimahefa and Kuský (2010); 20 = Jöns and Schenk (2011); 21 = Giese et al. (2011); 22 = Martelat et al. (2000); 23 = Grégoire et al. (2009); 24 = Goodenough et al. (2010); 25 = Collins et al. (2003c); 26 = Peucat et al. (1995); 27 = Ishwar-Kumar et al. (2013); 28 = Jayananda et al. (2006); 29 = Hokada et al. (2013); 30 = Chadwick et al. (2007); 31 = Sarma et al. (2011); 32 = Jayananda et al. (2013a); 33 = Sarma et al. (2012); 34 = Nutman et al. (1992); 35 = Rekha et al. (2013); 36 = Peucat et al. (2013); 37 = Jayananda et al. (2013b); 38 = Chardon et al. (2011); 39 = Jayananda et al. (2012); 40 = Friend and Nutman (1991); 41 = Trendall et al. (1997); 42 = Vasudev et al. (2000); 43 = Chadwick et al. (2001); 44 = Chardon et al. (2002).

表

表 1 岩石試料リスト

第1章 序論

ゴンドワナ超大陸はかつて原生代後期から古生代前期にかけて東ゴンドワナ大陸と西ゴンドワナ大陸の衝突融合プロセスによって形成した。東アフリカ造山帯はこれらの東-西ゴンドワナ大陸の衝突縫合帯である。その分布はアラビア半島から東アフリカに沿って伸び、マダガスカル共和国を経て南極まで至る。総延長は約 6000 km, 幅は約 2000 km にも及び、地球上で最大の造山帯の 1 つであるとされる (Stern, 1994)。マダガスカル共和国はこれまで公表されたゴンドワナ超大陸の復元図において、東アフリカ造山帯の中心部に位置するとされる (図 1; Jacobs and Thomas, 2004)。そのため造山帯の形成プロセスを理解する上で重要な地域の 1 つであると考えられる。東アフリカ造山帯北部は原生代後期の若い複数の島弧の衝突融合によって形成されたとされる (Stern, 1994)。マダガスカル共和国の位置する東アフリカ造山帯中央部は、太古代大陸地殻と複数の島弧が衝突融合したものと考えられている (Tucker et al., 1999, 2011a, b, 2012, 2014; Collins and Pisarevsky, 2005; Jöns and Schenk, 2008; Thomas et al., 2009; Key et al., 2011)。マダガスカル共和国におけるゴンドワナ大陸の衝突融合プロセスは様々なモデルが提案されている (図 2; Collins and Windley, 2002; Rambeloson et al., 2003; Fitzsimons and Hulscher, 2005; Collins, 2006; Raharimahefa and Kusky, 2006; Boger, 2011; Tucker et al., 2011a, b, 2014; Boger et al., 2014)。しかしながら衝突融合の時期やプロセスの詳細は未だ議論の余地がある。

本研究では特にマダガスカル共和国中央東部に着目する (図 3 および図 4)。同国東部には太古代マサラ岩体およびアントンジル岩体が位置する。マサラ岩体・アントンジル岩体の西側にはベツィミサラカ縫合帯 (Kröner et al., 2000) を挟み太古代アンタナナリボ岩体が位置する (Collins, 2006)。マダガスカル共和国を構成する太古代の地質体の地質学的解釈については複数の異なるモデルが提案されている。近年、ゴンドワナ超大陸の復元において、特にマダガスカル共和国とインドとの関連が議論の中心となっている (例えば, Ishwar-Kumar et al., 2013; Rekha et al., 2013, 2014; Collins et al., 2014; Ratheesh-Kumar et al., 2014; Kröner et al., 2015)。その共通認識としてマサラ岩体・アントンジル岩体はマダガスカル共和国に見られるインドの太古代西ダルワールクラトン (例えば, Agrawal et al., 1992; Raval and Veeraswamy, 2003; Collins, 2006; Collins et al., 2014; Tucker et al., 2011a, b, 2012, 2014) であると考えられている。またアントンジル岩体と西ダルワールクラトンについては、地質、全岩化学組成および年代値に基づき、類似した太古代の地殻進化過程を被ったとされる (Schofield et al., 2010)。一方で、アンタナナリボ岩体の地質学的解釈については見解が分かれる。Collins (2006), Collins et al. (2014) および Plavsa et al. (2014) では、アンタナナリボ岩体はソマリア、エチオピア、イエメンとともに小大陸アザニアを構成する地質体とみなされる (図 2a)。さらに彼らは基盤の原岩形成時の年代と構成岩石種に基づき、アンタナナリボ岩体はダルワ

ールクラトンの南側に位置する北西マドゥライ岩体に連続し、北西マドゥライ岩体もアンタナナリボ岩体と同様に小大陸アザニアを構成すると考えられている。Tucker et al. (2011a, b, 2014) ではアンタナナリボ岩体はインドの東ダルワールクラトンとみなされている (図 2b)。Ishwar-Kumar et al. (2013) および Rekha et al. (2014) では変成年代、構成岩石種、地質構造と碎屑性ジルコンの年代分布に基づき、同岩体は西ダルワールクラトン南西端に位置するクールグ岩体に連続すると考えられている。また Brandt et al. (2014) ではアンタナナリボ岩体はインドのマドゥライ岩体西部に連続すると考えられている。しかしながら、これらはインドでの研究が主体であり、この解明にはマダガスカル共和国側のデータの充実、特にアンタナナリボ岩体とその周辺地域のデータの蓄積が重要である。アンタナナリボ岩体の地質学的解釈、さらには同岩体と連続するインドの地質体の解明には、ゴンドワナ超大陸衝突縫合以前の火成活動年代および地球化学的特徴に基づき、アンタナナリボ岩体とその周辺地域の地殻進化過程を明らかにし、インド側の地質体と比較する必要がある。

アンタナナリボ岩体とその周辺のマスラ岩体に産する変成花崗岩類についての火成活動年代および地球化学的特徴の検討は主に Kröner et al. (2000) および Tucker et al. (2011a) により行なわれている。しかしながら、アンタナナリボ岩体の火成活動年代の多くは岩体北部から得られており、岩体南部についてはよく理解されていない。また Tucker et al. (2011a) の測定した変成花崗岩類はマスラ岩体の境界部に産し、同岩体の中心部との関連は不明である。そこで本研究の一つ目の目的として同国東部のアンタナナリボ岩体南部とマスラ岩体中心部に産する変成花崗岩類を対象として研究を行ない、インド側の地質体と比較し、マダガスカル共和国とインドとの関係を明らかにする。

第2章 地質概説

マダガスカル共和国の地質体区分

マダガスカル共和国の地質は東部2/3と残りの西部において大きく異なる。マダガスカル共和国東部は太古代から原生代後期に至る火成岩、堆積岩、変成岩から構成され、西部は中生代以降の堆積岩やゴンドワナ超大陸分裂に伴う火山岩から構成される。マダガスカル共和国東部におけるカンブリア紀以前の基盤岩類は、年代と岩相に基づき、4つの太古代（アントンジル、マスラ、アンタナナリボ、ツァラタナナ岩体）および6つの原生代（ベマリボ、ベツィミサラカ、イカラマヴォニー、ボヒボリー、アンドロヤン、アノシヤン岩体）の地質体に区分される（図3; Collins and Windley, 2002; Collins, 2006; Tucker et al., 2011a; Key et al., 2011）。これらの地質体を構成するほとんどの基盤岩類は原生代後期に少なくとも3回の異なる時期の火成岩類の貫入を被っている。この貫入岩類はそれぞれイモロナーイツィンドロ深成岩体、キアンガラ深成岩体、アンバラバオ-マエバラノ深成岩体と呼ばれる。本章では、アントンジル岩体、マスラ岩体、アンタナナリボ岩体、ツァラタナナ岩体およびベツィミサラカ岩体について概説し、その後、原生代後期の貫入岩類について概説する。最後にマダガスカル共和国中央東部を南北に縦断する、アンガーボーイファナディアナ剪断帯について概説する。

基盤岩類

アントンジル岩体

アントンジル岩体は主に変成花崗岩類で構成され、少量の変成堆積岩を含む。ウラン-鉛ジルコン法に基づき、変成花崗岩類から約33-31億年前の火成活動年代が報告されている（Tucker et al., 1999, 2011a; Schofield et al., 2010）。また変成堆積岩からは約32億年前の年代が報告されている（Schofield et al., 2010）。これらの変成花崗岩類および変成堆積岩は太古代後期（約25億年前）の花崗岩類の貫入を被っており（Tucker et al., 1999, 2011b; Paquette et al., 2003; Schofield et al., 2010）、またこの太古代後期花崗岩類と同時期の変成堆積岩が報告されている（Schofield et al., 2010）。約25億年前の花崗岩類は岩体北部を90%以上占めており、これらは捕獲岩ポッドやレンズ、シュリーレンとして同時期の変成堆積岩を少量含んでいる（Schofield et al., 2010）。異なる堆積年代を示すと考えられる変成堆積岩主体の層群が存在し、それぞれ約31億年前（De Waele et al., 2011）および約25.1-24.8億年前（Bauer et al., 2011）に堆積したと考えられている。原生代後期の再変動の影響は限定的であり、変成年代として約792-537 Maの年代が報告されている（Schofield et al., 2010; Tucker et al., 2011a）。

マスラ岩体

マスラ岩体は主に變成花崗岩類から構成され、少量の變成堆積岩を含む (Randriamananjara, 2008). 岩体南端に産する變成花崗閃緑岩から SHRIMP ウラン-鉛ジルコン法により 3313 ± 8 Ma の年代が報告されている (図 4; Tucker et al., 2011a). マスラ岩体に産する變成岩は緑色片岩相～角閃岩相の變成作用を被っており (Key et al., 2011), 後述の基盤岩類に貫入する花崗岩質岩から約 515-530 Ma の U-Pb ジルコン年代が得られており、これが本地域の變成年代であると解釈されている (Smith et al., 2008c). 變成堆積岩は太古代および原生代後期の 2 種類の異なる年代に堆積したと考えられている. 前者に相当する珪岩中の碎屑性ジルコン年代に基づき、後背地の年代範囲は 2770-1840 Ma であり、最も若いコンコードントな年代 (1797 ± 18 Ma) から、この堆積岩は少なくとも約 1780 Ma より後に堆積したと考えられている (De Waele et al., 2011). 後者の變成堆積岩体からは年代の報告はない. マスラ岩体にはアントンジル岩体で大量に見られる太古代後期の變成花崗岩類はほとんど見られない. また岩体に占める變成堆積岩類の割合が大きく、広範囲に分布しているのが特徴的である. 年代と岩相の特徴に基づき、アントンジル岩体およびマスラ岩体はインド太古代ダルワールクラトンの一部であると考えられている (Tucker et al., 1999, 2011; Kröner et al., 2000; Collins and Windley, 2002; Collins et al., 2003c; Collins, 2006). マスラ岩体は原生代後期の再変動を強く被っている点でアントンジル岩体と異なる.

アントナナリボ岩体

アントナナリボ岩体は主に變成花崗岩類から構成され、少量の變成堆積岩を含む (Boger et al., 2009). 岩体中央部に産する變成花崗岩類から 2490-2550 Ma の火成活動年代が報告されている (Tucker et al., 1999, 2007; Kröner et al., 2000; Müller, 2000). アントナナリボ岩体に産する變成岩は角閃岩相～グラニュライト相の變成作用を被っており (例えば, Nédélec et al., 2000; Grégoire et al., 2009), 變成年代は約 550 Ma と考えられている (例えば, Collins et al., 2003c).

これらの變成堆積岩は、珪岩、變成ワッケ、石灰珪質變成岩などの様々な種類の變成堆積岩から構成される. これらの岩石の後背地の年代は明らかにされていないが、約 25.5-24.9 億年前の變成花崗岩類との野外における貫入関係から少なくとも太古代後期であると考えられている. この岩体はさらに原生代後期の變成堆積岩を含んでおり、この變成堆積岩体は岩体の中心部を南北に縦断する.

ツアラタナナ岩体

ツアラタナナ岩体はアンタナナリボ岩体の構造的に上位に位置し、主に苦鉄質変成岩から構成される (Tucker et al., 1999; Kabete et al., 2006; Kröner, 2001). これらの苦鉄質変成岩からウラン-鉛ジルコン法に基づき、約 27-25 億年前の年代が報告されている. この地質体はマダガスカルにおける太古代グリーンストーン帯と考えられている (de Wit, 2003). ツアラタナナ岩体はそれぞれ約 25 億年前に超高温変成作用を、約 8 億年前にグラニュライト相の変成作用を被っている (Goncalves et al., 2003, 2004).

ベツィミサラカ岩体

ベツィミサラカ岩体は主に変成堆積岩から構成され、少量の苦鉄質-超苦鉄質変成岩を含む. 後背地の年代は、最も若い砕屑性ジルコンの年代および堆積物と同時期に噴出したと考えられる火山岩の年代に基づき、約 830 Ma から 780 Ma と考えられている (De Waele et al., 2008). 最近の年代学的研究では後背地の年代はやや広い範囲を示し、約 1670 Ma から 840 Ma と考えられている (Tucker et al., 2011a).

貫入岩類

これまで述べてきた深成岩体および変成堆積岩体はすべて原生代後期の火成岩 (840-760 Ma のイモロナ-イツィンドロ深成岩体および 560-520 Ma のアンバラバオ深成岩体) によって貫入されている. 次にこれらの深成岩体の概要を述べる.

イモロナ-イツィンドロ深成岩体

イモロナ-イツィンドロ深成岩体は 840 Ma から 720 Ma に活動したと考えられている (Handke et al., 1999; Tucker et al., 1999, 2007, 2011a, b; Kröner et al., 2000; Raharimahefa and Kusky, 2010; Smith et al., 2008c; Rakotonandrasana, 2009). これらは閃長岩、ハンレイ岩および花崗岩質岩から構成される (Handke et al., 1999; Tucker et al., 1999, 2007; Kröner et al., 2000). また超苦鉄質-苦鉄質岩も報告されている (Guerrot et al., 1993; Bybee et al., 2010; Tucker et al., 2011b). マスラ岩体、アンタナナリボ岩体、ツアラタナナ岩体、イトウルモ岩体、イカラマヴォニー岩体、ベツィミサラカ岩体、アノシエン岩体に広域的に分布する.

キアンガラ深成岩体

キアンガラ深成岩体は、640 Ma から 625 Ma に活動したと考えられている (Paquette and Nédélec 1998; Kröner et al. 1999a, b; Tucker et al. 1999; Smith et al., 2008a). これらは厚い (<0.5 km) シル状の貫入岩体であり、「ストラトイド花崗岩」として知られている (Meert et al., 2003; Nédélec et al., 1994, 1995).

アンバラバオ-マエバラノ深成岩体

アンバラバオ-マエバラノ深成岩体は、ポストテクトニック花崗岩であり、570 Ma から 520 Ma の年代が報告されている (Kröner et al., 1996, 1999b, 2000; Tucker et al., 1999, 2007; Meert et al., 2001; Goodenough et al., 2010; Raharimahefa and Kusky, 2010). 代表的なものは、マダガスカル首都から約 20 km 東部に向かう地点に見られる「カリオン花崗岩」という呼び名で知られている (Meert et al., 2001; Kröner et al., 1999b, 2000; Razanatsheho et al., 2009).

最後に本地域に分布する剪断帯として、アンガーボ-イファナディアナ剪断帯の概要を述べる。

剪断帯

アンガーボ-イファナディアナ剪断帯

アンガーボ-イファナディアナ剪断帯 (Ralison and Nédélec, 1997) は、マダガスカル中央部に露出する幅 20-60 km、南北に長さ 800 km に及ぶ剪断帯である。本研究地域では、イファナディアナ剪断帯がアンタナナリボ岩体およびベツィミサラカ岩体のほぼ境界に位置していると考えられている (De Waele et al., 2008). ほとんど垂直かつ高歪を被った岩石は、原生代後期再末期におけるトランスプレッシブな短縮によるものである (Martelat et al., 2000; Nédélec et al., 2000). 詳細な構造地質学的研究により、この剪断帯の活動時期は 550-500 Ma であると考えられている (Martelat et al., 2000; Nédélec et al., 2000;). その運動センスは右横ずれセンスを示す (Raharimahefa et al., 2013).

第3章 産状記載および岩石記載

マスラ岩体, アンタナナリボ岩体およびベツィミサラカ岩体に産する岩石について産状及び岩石記載を行なう。詳細のデータは表1に示す。偏角補正はCattala (1961) を参考に 14° の補正を行なっている。

マスラ岩体

先行研究

Lacroix et al. (1962a) によるとマスラ岩体北部アンボディラファ地域周辺 (図5) は、東部には白亜紀の流紋岩が産しており、西部にはボヒボリー層群のマハ層群が産しているとされる。マハ層群は主に絹雲母片岩、緑泥石片岩、滑石片岩および珪岩から構成される。さらに西へ向かうと、ミグマタイト化した花崗岩、およびベフディ深成岩体の花崗岩および片麻岩、雲母片岩、絹雲母片岩などの捕獲岩から構成される混在岩を経てアンパジーナンボ地域に至る。アンパジーナンボ地域周辺には、ボヒボリー層群のヴォイラヴァ層群が産しているとされる。ヴォイラヴァ層群は、主に白雲母、黒雲母を両方含む雲母片岩から構成される。さらにその西部には、ボヒボリー層群のアンパサリー層群、グラファイト層群のマンゴロ層群が産する。それぞれアンパサリー層群はザクロ石、輝石を含むミグマタイトから構成され、マンゴロ層群はミグマタイトから構成される。近年ではRandriamananajara (2008) およびPitfield and Randriamananajara (2008) によって岩体北部の新しい地質図が報告されている (図5)。それらによるとマハ層群はベフディ深成岩体、ミグマタイト質花崗岩およびベフディ深成岩体の花崗岩と変成堆積岩の捕獲岩から構成される混在岩はヴォイラヴァ層群であると再解釈された。また新たに明らかになったこととして、岩体の北部には苦鉄質-超苦鉄質岩体が産すること、また西部にはノジヴォロ層群と呼ばれる、ペリネット層群にそれぞれ対応することである。ノジヴォロ層群には、キアンガラ深成岩およびアンバラバオ深成岩体が貫入している。

Lacroix et al. (1962b) によると、マスラ岩体南部ヴォイラヴァ地域周辺 (図6) ではヴォイラヴァ層群が広範囲に露出するのが特徴である。またヴォイラヴァ地域西部ではベフディ深成岩体の花崗岩およびミグマタイトが広がる。また、ヴォイラヴァ地域東部には、マハ層群が南北に広がっている。またヴォイラヴァ地域北部アンパシマザバ地域周辺において、珪線石あるいは藍晶石が産しているとされる。近年ではSmith et al. (2008a, b, c) およびConrad et al. (2008) によって岩体南部の新しい地質図が報告されている。それらによると、岩体南部には約 840-780 Ma の原生代後期イモロナ-イツィンドロ深成岩体および原生代後期カンブリア紀のアンバラバオ深成岩体が貫入していることが分かった。また藍晶石はアンパシマザバ地域周辺だけではなく、ヴォイラヴァ地域の東部に南北に産していることがわかった。Tucker et al. (2012) によると、アンボディラファ北東部には、イモロナ-イツィンドロ深成岩体に相当すると考えられる超苦鉄質-苦鉄質岩体が産していると報告され

ている。U-Pb ジルコン法により約 800 Ma のハンレイ岩が報告されている。この超苦鉄質-苦鉄質岩体ではカンラン岩、ハルツバージャイト、カンラン石-単斜輝岩、カンラン石-ハンレイ岩、磁鉄鉱を含むハンレイ岩産しており、これらの岩石は一部角閃岩やトレモラ閃石岩となっている。

野外産状

マスラ岩体は主に變成花崗岩類から構成され、少量の變成堆積岩、苦鉄質-超苦鉄質變成岩から構成される(図 5)。北部および南部では、變成堆積岩の割合および變成度が顕著に異なる。北部は變成堆積岩の割合が小さく、變成度は低い。一方で南部は變成堆積岩の割合が大きく、また變成度は高く角閃岩相高温部の變成作用を被っている。マスラ岩体北部についての野外地質調査は、マナンジャリ地域より北へ 80 km のヌシバリカ、そこからさらに西へ 40 km のアンボディラファの町から西へ向かう道路沿いもしくは川沿いにて 2008 年の 10 月 12 日から 13 日にかけて行なった。

アンボディラファ地域から約 5 km 以西では主に變成トロニウム岩の露頭が見られる。図 8a は變成トロニウム岩の代表的な露頭の産状写真である。變成トロニウム岩は間に角閃岩を挟んでおり、この角閃岩を明瞭に切っている産状が見られる(図 8a および 8b)。また變成トロニウム岩はしばしば苦鉄質な捕獲岩を含む(図 8c)。變成トロニウム岩は図 8d のように非常に褶曲している様子が観察される。アンボディラファ地域から約 15 km の地点では、非常に片麻状構造の発達した片麻岩が見られる(図 8e)。この珪長質片麻岩は變成トロニウム岩と明らかに全岩化学組成が異なり、両者は異なる成因によって生成したものと考えられる。またこの珪長質片麻岩の片麻状構造を切るようにして、花崗岩が貫入している様子が観察される(図 8e)。岩体南部ではこの變成トロニウム岩はより苦鉄質な組成を示す。図 8f および 8g はその露頭の様子を示している。非常に傾斜が緩くほとんど水平に近い面構造を示す。また図 8h のように顕著な非対称構造が観察されるのも特徴である。またこの變成トロニウム岩は花崗岩の貫入を伴っている(図 8g)。

アンボディラファ地域から約 2 km から 4 km 西へ向かった地域では、落石ではあるが縞状鉄鉱、珪岩、ザクロ石を含む泥質岩が産している。図 8i はその代表的な岩石の写真である。いずれも強く変形し非対称構造が観察されたり、複褶曲している様子が観察されたりするのが特徴である。マスラ岩体南部ヴォイラヴァ地域周辺では、角閃岩-石英長石質片麻岩-珪岩が隣接して産している様子が観察される(図 8j)。しばしば石英長石質片麻岩は変形を被り眼球状片麻岩として見られる(図 8k)。ヴォイラヴァ地域北部アンパシマザバでは、非常に明瞭な片麻状構造の見られるカルクシリケート片麻岩が特徴的に見られる(図 8l)。またヴォイラヴァ地域およびアンパシマザバ地域間では、露頭状態は良くないが藍晶石を含む泥質片岩が観察される。この變成堆積岩中には、超苦鉄質變成岩がレンズ状に含まれている(図 8m)。

ヴォイラヴァ地域西部では、トーナル岩-トロニウム岩の貫入岩体が観察される(図 8n)。このトーナル岩-

トロニウム岩は閃緑岩およびペグマタイトの貫入を被っている (図 8n). また部分的にこのトータル岩-トロニウム岩は強く変形している (図 8o). また花崗岩に相当すると考えられる岩石はヴォイラヴァ地域南部でも観察される. 非常に片麻状構造が発達した黒雲母片麻岩である (図 8p).

超苦鉄質岩は岩体北部および南部にて異なる産状にて見られる. 岩体北部では, やや変質を被りマグネサイトや蛇紋石を含むカンラン岩および変質を被った輝岩が見られる. この超苦鉄質変成岩は, マスラ岩体北東部で見られる超苦鉄質-苦鉄質貫入岩体に相当するものと考えられる (図 5). 一方岩体南部では, 新鮮なカンラン岩がその周囲の変成堆積岩と交代作用を被ったと思われ透角閃石-直閃石から構成される変成カンラン岩が見られる. これは基盤岩類の変成堆積岩中にレンズ状に含まれる超苦鉄質岩であると考えられる.

岩石記載

以下に代表的な岩石種の記載を基盤岩類の超苦鉄質変成岩から苦鉄質変成岩, 中性変成岩, 変成花崗岩類, 変成堆積岩と延べ, 最後に貫入岩類について述べる.

基盤岩類

超苦鉄質変成岩

変成堆積岩中にレンズ状に含まれる超苦鉄質変成岩である. この超苦鉄質変成岩はレンズ状部分の中心部と周縁部でやや構成鉱物が異なる. レンズ状部分の中心部は主にカンラン石, トレモラ閃石, アクチノ閃石, 緑泥石から構成される (図 11a). また少量蛇紋石, 磁鉄鉱および変質鉱物が見られる. 一方でレンズ状部分の周縁部は主にトレモラ閃石, アクチノ閃石, 緑泥石から構成される.

苦鉄質変成岩／角閃岩

苦鉄質変成岩は5種類に区分することができる. 1つ目は, 岩体北部において変成トロニウム岩中に層状に含まれる角閃岩である. この角閃岩は主に角閃石と斜長石から構成される (図 11b). 2つ目は, 岩体北部において変成トロニウム岩中の捕獲岩として見られる角閃岩である. やや細粒な角閃石とその周囲には緑れん石, 石英, 斜長石が含まれる (図 11c). 石英および磁鉄鉱が少量含まれている. 3つ目は, 岩体北部において周囲の岩石との関係がわからない角閃岩である. 主に角閃石および斜長石から構成され, 少量の磁鉄鉱を含む. 4つ目の苦鉄質変成岩は, マスラ岩体南部において石英長石質変成岩と接して見られる角閃岩である. この角閃岩は変形しており, 角閃石の定向配列が特徴的である (図 11d). この角閃岩は主に単斜輝石, 角閃石, 斜長石から構成され, 少量の磁鉄鉱を含む. 最後に5つ目の苦鉄質変成岩は岩体南部において, 変成堆積岩中にレンズ状に含まれる超苦鉄質変成岩の周囲に見られる角閃岩である. この角閃岩は変形を被っており, 角閃石の定

向配列が見られる (図 11e). この角閃岩は主に角閃石, 斜長石, 斜ゆうれん石から構成され, 少量の磁鉄鉱を含む.

中性変成岩

岩体南部ヴォイラバ地域西部にて見られる中性変成岩である. 地質図を見る限り, 岩体北部の主な構成岩石種である変成花崗岩類に相当する岩石であると思われるが, やや苦鉄質鉱物に富んでいるのが特徴である. この中性変成岩は主に角閃石, 緑れん石, 黒雲母および斜長石から構成される (図 11f). カリ長石, 方解石, スフェーン, ジルコン, 燐灰石, 磁鉄鉱を少量含んでいる.

変成花崗岩類

変成花崗岩類は2種類に区分することができる. 1つ目は岩体北部および南部にて見られるマサラ岩体の主な構成岩石種に相当する変成トロネム岩である. この変成トロネム岩は細粒から中粒であり, 40-60%の斜長石, 25-40%の石英, 1-10%のカリ長石, 5-20%の黒雲母から構成される (図 11g). 緑れん石, 白雲母, 緑泥石, アパタイト, 褐れん石, 磁鉄鉱およびジルコンを少量含んでいる. 斜長石は他形から自形を示し, 黒雲母が唯一の苦鉄質鉱物である. 2つ目は岩体北西端に産する片麻状構造のよく発達した珪長質片麻岩である. この珪長質片麻岩は主に 47%の斜長石, 40%の石英, 1%のカリ長石, 7%の角閃石および 5%の黒雲母で構成される (図 11h). 緑れん石, チタン鉄鉱, 磁鉄鉱およびジルコンを少量含んでいる.

変成堆積岩

変成堆積岩は8種類に区分することができる. マサラ岩体北部ではこれらのうち縞状鉄鉱および珪岩, 泥質変成岩が見られ, 岩体南部ではカルクシリケート, 珪岩, 泥質片麻岩および片岩, および石英長石質片麻岩が見られる. まず岩体北部で見られる変成堆積岩について順番に述べる. 1つ目は縞状鉄鉱である. これは主に磁鉄鉱, 石英から構成される (図 11i). 石英の粒径は粗粒なものから細粒なもの幅広い粒径分布を示す. 少量単斜輝石が含まれる. 2つ目は珪岩である. 著しく変形を被っており, 主に石英から構成される. 3つ目は泥質変成岩である. この岩石は顕著な風化を被っており, 風化する前の鉱物構成を明らかにするのが難しい. ザクロ石や石英などが含まれる.

次に, 岩体南部で見られる変成堆積岩について述べる. まず1つ目は石英長石質片麻岩である. 石英長石質片麻岩は主に緑れん石, 黒雲母, 斜長石, 石英から構成される (図 11j). カリ長石, 方解石, スフェーン, ジルコンおよび燐灰石を少量含んでいる. 2つ目は泥質片岩である. 泥質片岩は藍晶石-黒雲母-白雲母片岩であり, 主に藍晶石, 黒雲母, 白雲母および石英から構成される (図 11k). 少量モナズ石, ルチル, 磁鉄鉱を含む.

3つ目は泥質片麻岩である。泥質片麻岩はザクロ石-珪線石-黒雲母片麻岩であり、主にザクロ石、珪線石、黒雲母、斜長石および石英から構成される (図 11l)。少量カリ長石、電気石、モナズ石、磁鉄鉱を含む。4つ目はカルクシリケートである。カルクシリケートは主に単斜輝石、柱石、斜長石、カリ長石および石英から構成される (図 11m)。ジルコン、スフェーン、磁鉄鉱を少量含む。ホルンブレンドを含む場合もある。5つ目は珪岩である。珪岩は主に石英から構成される。

貫入岩類

次に貫入岩類について、超苦鉄質岩、苦鉄質岩、花崗岩類の順番で述べる。

超苦鉄質岩

超苦鉄質岩は主にカンラン石、直閃石から構成され少量の蛇紋石、マグネサイト、不透明鉱物を含む。

苦鉄質岩

苦鉄質岩は岩体南部ヴォイラバ地域西部にて見られる花崗岩の貫入岩体とともに産している。苦鉄質岩は閃緑岩であり、主に角閃石、黒雲母、斜長石から構成される (図 11n)。

花崗岩類

花崗岩類は2種類に区分できる。1つ目の花崗岩は岩体北部に見られる。この花崗岩は38%の斜長石、36%の石英、23%のカリ長石および3%の黒雲母から構成される (図 11o)。ホルンブレンド、緑れん石、チタン鉄鉱、磁鉄鉱およびジルコンを少量含んでいる。2つ目の花崗岩は岩体南部に見られる。この花崗岩は主に黒雲母、カリ長石、斜長石および石英から構成され、白雲母および磁鉄鉱を含む (図 11p)。

アンタナナリボ岩体

先行研究

Besairie (1972) によるとラノマファナ地域周辺 (図 7) はグラファイトグループのアンバトランピー層群が分布するとされる。このアンバトランピー層群には花崗岩およびミグマタイトが産するとされる。またアンバトランピー層群中には珪線石や石墨を含んでおり、チャーノカイトやストラトイド花崗岩が分布するとされている。イファナディアナ地域周辺では、グラファイトグループのヴォンドロゾ層群が分布するとされる。ヴォンドロゾ層群中にも花崗岩およびミグマタイトが産するとされる。花崗岩およびミグマタイトが含まれる量は

ラノマファナ地域周辺に分布するアンバトランピー層群中に多い。またヴォンドロゾ層群中には珪線石を含んでいるとされ、チャーノカイトやストラトイド花崗岩、珪岩、磁鉄鉱を含む珪岩、角閃岩が分布するとされている。ヴォンドロゾ層群中に産するストラトイド花崗岩の量は、アンバトランピー層群中に見られるよりも多く分布する。イファナディアナ地域より南部にフォートカルノットへ向かって約 50 km 向かったアンバートフツ地域周辺では、Boulanger and Rantoanina (1958) による 1/200,000 の地質図によるとイファナディアナ地域周辺と同じくヴォンドロゾ層群が見られ、特にアンバートフツ地域から東へ向かうと、ヴォンドロゾ層群中にザクロ石が含まれ、また珪岩や角閃岩およびエクロジヤイトを豊富に含むとされる。

近年ではDe Waele et al. (2008) により 1/100,000 の新しい地質図、あるいはBoger et al. (2009) により 1/500,000 の新しい地質図が報告されている (図 7)。新しく明らかとなったことは、ラノマファナ地域とイファナディアナ地域周辺の間には大量の原生代後期花崗岩質岩イモロナ-イツィンドロ深成岩体が分布することである。これは微斜長石を含む花崗岩質片麻岩あるいはモンゾ花崗岩、花崗閃緑岩質片麻岩として産している。またアンバトランピー層群に見られた花崗岩およびミグマタイトは太古代後期ベツィボカ深成岩体であり、ヴォンドロゾ層群中に見られた花崗岩およびミグマタイトは原生代後期イモロナ-イツィンドロ深成岩体であり、異なる年代の深成岩体であるということである。

野外産状

アンタナナリボ岩体は主に變成花崗岩類から構成され、少量の變成堆積岩、苦鉄質變成岩を含む。アンタナナリボ岩体についての野外地質調査は、イファナディアナ地域より南へ 50 km のアンバートフツの村へ、その村から東へ山中を約 10 km の調査、イファナディアナ-アンバートフツ間、イファナディアナから西へラノマファナ地域周辺にかけて道路沿いにて 2007 年の 7 月 20 日から 22 日および 7 月 25 日、さらに翌年 2008 年 10 月 16 日にかけて行なった。

アンバートフツ地域では主に變成花崗岩類の露頭が見られる。図 9a は變成花崗岩類の代表的な露頭の産状写真である。この變成花崗岩類はトーナル岩質片麻岩である。野外関係は分からないが周囲には、珪岩、ザクロ石-斜方輝石岩、角閃岩、ザクロ石-珪線石片麻岩および變成縞状鉄鉱 (図 9b) が見られる。イファナディアナ-アンバートフツ地域では、變成花崗岩類はしばしば優白質および優黒質な部分と区別して観察される (図 9c および 9d)。ラノマファナ地域周辺では角閃岩-カルクシリケート-花崗岩質片麻岩の岩相が見られる (図 9e)。ベツィボカ深成岩体に相当する變成花崗岩類はほとんど均質な組成を示す (図 9f)。アンタナナリボ岩体に見られる貫入岩類として、2 種類の花崗岩類と中性岩が見られる。1 つ目の花崗岩類は變成作用を被り、顕著な片麻状構造が見られる花崗岩質片麻岩である。2 つ目の花崗岩は中性岩變成岩に貫入している (図 9g)。中性變成岩は顕著な片麻状構造を示すのに対して、貫入する花崗岩は非変形である。

岩石記載

基盤岩類

まず基盤岩類について、苦鉄質変成岩、中性変成岩、変成花崗岩類、変成堆積岩の順番に述べる。

苦鉄質変成岩

苦鉄質変成岩は2種類に分けられる。1つ目はザクロ石-斜方輝石岩であり、主にザクロ石、斜方輝石、単斜輝石、石英から構成される(図 12a)。また少量の磁鉄鉱を含む。2つ目は角閃岩であり、主に角閃石、単斜輝石および斜長石から構成される(図 12b)。少量の磁鉄鉱を含む。

中性変成岩

中性変成岩は単斜輝石-角閃石-黒雲母片麻岩である。主に単斜輝石、角閃石、黒雲母、斜長石および石英から構成される(図 12c)。少量のジルコンおよび磁鉄鉱を含む。

変成花崗岩類

変成花崗岩類は3種類に分けられる。1つ目は変成花崗岩質岩である。これは主に黒雲母、カリ長石、斜長石および石英から構成される(図 12d)。2つ目はアンバートフツ村周辺で見られるトータル岩質片麻岩である。これは主に角閃石、黒雲母、斜長石および石英から構成される(図 12e)。また少量白雲母、ジルコン、磁鉄鉱を含む。ザクロ石を含むものも見られる(図 12f)。3つ目は石英長石質片麻岩である。これは主にカリ長石、斜長石、石英から構成される(図 12g)。少量の緑泥石、燐灰石を含む。

変成堆積岩

変成堆積岩は4種類に区分できる。アンバートフツ村周辺では、ザクロ石-珪線石片麻岩および変成縞状鉄鉱が見られる。ザクロ石-珪線石片麻岩は主にザクロ石、珪線石、カリ長石、斜長石および石英から構成される(図 12h)。また少量の黒雲母、ジルコン、モナズ石、磁鉄鉱、ルチルおよび石墨を含む。さらにザクロ石の包有物として藍晶石、十字石、ヘルシナイトが見られる。変成縞状鉄鉱は斜方輝石-磁鉄鉱-石英片麻岩であり、主に磁鉄鉱と石英から構成され、少量の斜方輝石を含む(図 12i)。ラノマファナ地域周辺ではザクロ石-黒雲母片麻岩およびカルクシリケート片麻岩が見られる。ザクロ石-黒雲母片麻岩は主にザクロ石、黒雲母、斜長石、カリ長石および石英から構成される(図 12j)。また少量の白雲母、磁鉄鉱を含む。カルクシリケート片麻岩は主に単斜輝石、角閃石、斜長石、石英から構成され、少量のスフェーン、方解石、柱石、カリ長石を含む。

(図 12k).

貫入岩類

貫入岩類としては中性岩および2種類の花崗岩類が見られる。中性岩は変成作用を被り、顕著な片麻状構造が見られる角閃石-黒雲母片麻岩である。これは主に角閃石、黒雲母、斜長石および石英から構成され (図 12l)、少量のスフェーン、磁鉄鉱、方解石およびジルコンを含む。花崗岩類の1つ目は変成作用を被り、顕著な片麻状構造が見られる花崗岩質片麻岩である (図 12m, 12n, 12o)。これはラノマファナ地域周辺およびイファナディアナ-アンバートフツ地域周辺で見られる。この花崗岩質片麻岩は主に黒雲母、斜長石、カリ長石、石英から構成され、ザクロ石を含んでいる (図 12m)。少量の白雲母、ジルコン、磁鉄鉱を含む。花崗岩類の2つ目は、非変形の花崗岩である。この花崗岩は主に黒雲母、斜長石、カリ長石および石英から構成され、少量の磁鉄鉱を含む (図 12p)。

ベツィミサラカ岩体

先行研究

Besairie (1972) によるとキアンジャバト地域周辺 (図 4) は、グラファイト層群の中でもマナンボツィー層群が分布するとされる。マナンボツィー層群中には花崗岩が産するとされる。この花崗岩はラノマファナ地域周辺に分布するアンバトランピー層群中およびイファナディアナ地域周辺に分布するヴォンドロゾ層群中に見られるミグマタイトおよび花崗岩とはまた別の種類の花崗岩とされる。この花崗岩はマサラ岩体南部にも貫入している。さらにマナンボツィー層群中には珪線石を含んでいるとされ、ストラトイド花崗岩、珪岩、磁鉄鉱を含む珪岩、角閃岩が分布するとされている。近年では De Waele et al. (2008), Smith et al. (2008a), Conrad et al. (2008) により 1/100,000 の新しい地質図、あるいは Boger et al. (2009) により 1/500,000 の新しい地質図が報告されている (図 4)。新たに明らかとなったことは、まずマナンボツィー層群は2つに区分され、西側はペリネット層群、東側はアンパサリー層群とされる。また先行研究によりマナンボツィー層群中に大量に分布する花崗岩は、原生代後期花崗岩質岩キアンガラ深成岩体であるということである。これはマサラ岩体に貫入する花崗岩体とは明瞭に区別されており、マサラ岩体に貫入するのはイモロナ-イツィンドロ深成岩体である。また古生代前期カンブリア紀のアンバラバオ深成岩体の一部であるとされる閃長花崗岩も産することが明らかとなった。

野外産状

ベツィミサラカ岩体は主に変成堆積岩から構成され、少量の苦鉄質-超苦鉄質変成岩を含む。またアルカリ

岩、花崗岩を含んでいる。ベツィミサラカ岩体についての野外地質調査は、イファナディアナ地域より東へ 60 km にあるマナンジャリ地域へ向かう国道 2 号線沿いにて 2007 年の 7 月 22 日に行なった。

写真はキアンジャバト地域より西部 20 km の地点で見られるでは黒雲母片麻岩の露頭が見られる。黒雲母片麻岩は花崗岩の貫入を被っている (図 10a)。図 10b はカルクシリケート片麻岩の代表的な露頭の産状写真である。黒雲母片麻岩と同様に花崗岩の貫入を被っていることが分かる。また明瞭な非対称構造が見られるのが特徴である (図 10c)。さらにこの岩体では落石であり周囲の岩石との野外関係は分からないが、超苦鉄質変成岩が見られた (図 10d)。

岩石記載

基盤岩類

まず基盤岩類について、超苦鉄質変成岩、変成花崗岩類、変成堆積岩の順番に述べる。

超苦鉄質変成岩

超苦鉄質変成岩はその中心部と周縁部で鉱物組み合わせが異なる。中心部は単斜輝岩であり、主に単斜輝石から構成される (図 13a)。単斜輝石は部分的に角閃石に置換されており、また少量の斜長石を含む。周縁部はホルンブレンダイトであり、主にホルンブレンドから構成される (図 13b)。少量のカンラン石、磁鉄鉱が含まれている。

変成堆積岩

変成堆積岩は 2 種類に区分することができる。1 つ目は黒雲母片麻岩であり、主に黒雲母、斜長石、カリ長石、石英から構成される (図 13c)。少量の白雲母、ジルコン、モナズ石、スフェーン、磁鉄鉱を含む。2 つ目はカルクシリケートである。これは主にザクロ石、単斜輝石、斜長石、カリ長石、石英から構成される (図 13d)。また少量のスフェーン、ジルコン、方解石および磁鉄鉱を含む。

貫入岩類

貫入岩類は中性岩と 3 種類の異なる花崗岩類が見られる。中性岩は変成作用を被り、顕著な片麻状構造が見られる角閃石-黒雲母片麻岩である。主に角閃石、黒雲母、斜長石、石英から構成される (図 13e)。少量のスフェーンおよび磁鉄鉱を含んでいる。1 つ目の花崗岩は主に斜長石、石英から構成される (図 13f)。少量の白雲母、磁鉄鉱を含む。2 つ目の花崗岩は粗粒であり、主にカリ長石、斜長石、石英から構成される (図 13g)。顕著なグラフィック組織が見られる。3 つ目の花崗岩は主にカリ長石、斜長石、石英から構成され、少量の黒

雲母，白雲母，緑泥石およびジルコンを含む (図 13h).

第4章 変成作用

先行研究

マダガスカル共和国における原生代後期のゴンドワナ大陸衝突融合に伴う変成作用に関する研究は、超高温変成条件が報告されている特に南部地域で活発に議論されてきた (Markl et al., 2000; Martelat et al., 2000; de Wit et al., 2001; Rakotonandrasana et al., 2010; Jöns and Schenk, 2011; Boger et al., 2012). マダガスカル共和国東部に位置するアントンジル岩体およびマスラ岩体については、ゴンドワナ大陸衝突縫合に伴う変成作用はほとんど被っていないと考えられてきた (例えば, Collins, 2006). しかしながら近年アントンジル岩体においてもわずかにゴンドワナ大陸衝突縫合に伴う変成作用を被っていることがジルコンやモナズ石の内部組織と年代測定に基づいて明らかとなってきた (Collins et al., 2003c; Fitzsimons et al., 2012). マスラ岩体についても、変成条件や変成経路は明らかにされていないが、岩体南部において緑色片岩相から角閃岩相程度の変成作用を被っていること、その変成年代は約 530-510 Ma であることがジルコンを用いた年代測定により明らかとなってきた (Smith et al., 2008b, c; Key et al., 2011). マダガスカル共和国中央部を占める特にアンタナナリボ岩体については、角閃岩相からグラニュライト相の変成条件が報告されており、特に後退変成作用時の変成経路が明らかにされてきた (Nédélec et al., 1994, 2000; Martelat et al., 2000; Grégoire et al., 2009). 岩体中央部においてはやや圧力が低く 3.0-5.4 kbar, 温度は 660-800°C と見積もられており (Nédélec et al., 1994, 2000; Martelat et al., 2000; Grégoire et al., 2009), 低圧高温型の変成作用であると理解されてきた. 一方で岩体南部イカラマヴォニー岩体との境界付近においては, Markl et al. (2000) により圧力が 7.5-9.5 kbar, 温度は 875-900°C と見積もられてきた. しかしながら, マダガスカル共和国の約 150,000 km² の広大な地域を占めるアンタナナリボ岩体が昇温期変成作用からピーク変成条件にかけてどのような温度圧力経路を通ったのか, 岩体広域における温度圧力構造はどのようなになっているのかほとんど解明されて来なかった. 本研究では衝突境界に隣接するマスラ岩体およびアンタナナリボ岩体南東部について変成条件と変成履歴を明らかにすることを試みた. 特にアンタナナリボ岩体南東部において初めて変成堆積岩中のザクロ石中に藍晶石 + 十字石の残晶を発見し, 変成経路の解析に成功した.

分析手法

鉱物化学組成の定量分析には横浜国立大学機器分析センター設置の JEOL 製フィールドエミッション電子マイクロプローブ (JXA-8530F) を用いた. 分析ではビーム径は 1 μm , 加速電圧は 15 kV, ビーム電流値は 10 nA

に設定した。標準試料には天然の結晶および人工結晶を用い、それぞれ Si, Ca には珪灰石 (CaCO_3), K にはアルカリ長石 (KAlSi_3O_8), Na にはヒスイ輝石 ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$), Al にはコランダム (Al_2O_3), Fe には赤鉄鉱 (Fe_3O_4), Mg にはペリクレーズ (MgO), Mn には緑マンガニ鉱 (MnO), Ti にはルチル (TiO_2), Cr にはエスコライト (Cr_2O_3), P には天然のアパタイト ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$), Cl には塩化ナトリウム (NaCl), F にはホタル石 (CaF_2) を用いた。X 線強度の計算には酸化物 ZAF 法を用いた。代表的な鉱物化学組成の分析結果は付録の表 1-6 に示す。鉱物の略記記号は Whitney and Evans (2010) に従った。

アルミノケイ酸塩鉱物および未同定鉱物の同定には国立極地研究所設置の日本分光製顕微レーザーラマン分光分析装置 (JASCO NRS-1000) および横浜国立大学機器分析センター設置の Renishaw 製顕微レーザーラマン分光分析装置 (inVia Reflex) を用いた。分析には 532 nm レーザーを用い、回折格子は 1800 l/mm を用い、積算時間は 20 秒から 100 秒の間で行なった。補正は 520 cm^{-1} のシリコンを用いた。

地質温度圧力計はそれぞれ以下のものを用いた。ザクロ石-黒雲母地質温度計 (T_{GB} ; Dasgupta et al., 1991), ザクロ石-黒雲母-斜長石-石英地質圧力計 (B_{GB} ; Wu et al., 2004), ザクロ石-アルミノ珪酸塩鉱物-斜長石-石英地質圧力計 (B_{GASP} ; Spear, 1993), ザクロ石-スピネル-アルミノ珪酸塩鉱物-石英地質温度圧力計 (T_{GS} ; Nichols et al., 1992), ザクロ石-斜方輝石温度計 (T_{GO} ; Sen and Bhattacharya, 1984), ザクロ石-角閃石地質温度計 (T_{GH} ; Graham and Powell, 1984), ザクロ石-角閃石-斜長石-石英圧力計 (B_{GH} ; Kohn and Spear, 1989, 1990), 角閃石-斜長石地質温度計 (T_{HP} ; Holland and Blundy, 1994) を用いた。

相平衡図作成には Theriak / Domino ソフトウェア (De Capitani and Petrakakis, 2010) および Holland and Powell (1998) の熱力学的データを用いた。超苦鉄質変成岩については $\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}$ 系 (CFMASHTO 系) にて計算を行い、系に水 5 mol を加えて計算を行なった。変成堆積岩については $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}$ 系 (NCKFMASHTO 系) にて計算を行ない、系に水 1 mol または水 0.50 mol を加えて計算を行なった。

変成反応組織

マスラ岩体およびアンタナナリボ岩体について変成反応組織解析、地質温度圧力計、岩石成因論的グリッドおよびシュードセクションにより、変成作用解析を行なった。解析に用いた変成岩はマスラ岩体については、超苦鉄質変成岩、中性変成岩および変成堆積岩、アンタナナリボ岩体については、苦鉄質変成岩、変成花崗岩類および変成堆積岩である。

マスラ岩体

超苦鉄質変成岩 (MG07072407)

主にカンラン石, トレモラ閃石, 直閃石, 緑泥石で構成され, 少量の蛇紋石, イルメナイトおよび変質鉱物を含む (図 11a). 交代作用が進んだ岩石からは, カンラン石が消失し, より粗粒なトレモラ閃石および直閃石が見られるようになる (例えば, MG07072412; 図 14a). カンラン石はしばしば蛇紋石に置換されている (図 14b).

中性変成岩 (MG08101519)

主に角閃石, 緑れん石, 斜長石で構成され, 少量の石英, スフェーン, ジルコン, 磁鉄鉱を含む (図 11f).

変成堆積岩 (MG07072310 および MG08101513)

2 種類の変成堆積岩を変成作用解析に用いた. MG07072310 は藍晶石-黒雲母-白雲母片岩であり, MG08101513 はザクロ石-珪線石-黒雲母片麻岩である. 藍晶石-黒雲母-白雲母片岩は主に藍晶石, 黒雲母, 白雲母, 斜長石, 石英から構成され, 少量のジルコン, モナズ石, ルチルを含む (図 11k). 図 15 にアルミノ珪酸塩鉱物の同定に用いたラマンシフトを示す. このアルミノケイ酸塩鉱物は顕著な藍晶石のラマンシフトを示す. より南部では藍晶石ではなく珪線石が見られる. ザクロ石-珪線石-黒雲母片麻岩は主にザクロ石, 珪線石, 黒雲母, 斜長石, 石英から構成され, 少量の白雲母, 電気石, 石墨, ジルコンおよびモナズ石を含む (図 14c). ザクロ石は包有物として, 石英, 黒雲母, 電気石を含む (図 14d). 珪線石は繊維状であり, フィブロライトとして産する (図 11l および図 14c).

アンタナナリボ岩体

苦鉄質変成岩 (MG07072016)

主にザクロ石, 斜方輝石, 単斜輝石, 石英から構成され, 少量の磁鉄鉱を含む (図 12a). 斜長石は見られない.

変成花崗岩類 (MG07072002 および MG07072502)

MG07072002 はザクロ石-角閃石-黒雲母片麻岩であり, 主にザクロ石, 角閃石, 黒雲母, 斜長石, 石英, カリ長石から構成され, 少量の磁鉄鉱, ジルコンを含む (図 12f). MG07072502 もザクロ石-角閃石-黒雲母片麻岩であり, 主にザクロ石, 角閃石, 黒雲母, 斜長石, 石英, カリ長石から構成され, 少量の磁鉄鉱, ジルコンを含む (図 12m). ザクロ石はしばしば黒雲母や角閃石を包有する. MG07072002 に含まれるザクロ石は MG07072502 よりも粗粒である.

変成堆積岩 (MG07072003 および MG07072510)

MG07072003 はザクロ石-珪線石片麻岩であり、主にザクロ石、珪線石、カリ長石、斜長石、石英から構成され、少量の黒雲母、白雲母、モナズ石、ジルコン、ルチル、石墨を含む (図 12h)。マトリクスของアルミノ珪酸塩鉱物はすべて珪線石であるのに対して、ザクロ石中の包有物としては藍晶石および珪線石が見られる (図 14e および図 16)。またザクロ石中にはスピネルが包有されており (図 14f)、また石英の包有物を大量に含むのが特徴である (図 14g)。さらにザクロ石中から藍晶石 + 十字石の包有物が今回初めて見つかった (図 14e)。ザクロ石の周囲には白雲母がしばしば見られる (図 14h)。MG07072510 はザクロ石-黒雲母片麻岩であり、主にザクロ石、黒雲母、斜長石、カリ長石、石英から構成され、少量の白雲母、磁鉄鉱を含む (図 12j)。

鉱物化学組成

ザクロ石

マサラ岩体に産する変成堆積岩 (MG08101513) 中のザクロ石は、コアからリムにかけてスペサルティン成分は増加し、グロシュラー成分、パイローブ成分は減少する (図 17 および図 20)。Mg#は 0.14-0.21 である。アンタナナリボ岩体北部に産する変成堆積岩 (MG07072510B) 中のザクロ石は、コアからリムにかけてスペサルティン成分は減少し、グロシュラー成分は増加する (図 18 および図 20)。Mg#は 0.11-0.13 である。同地域に産する変成花崗岩類中 (MG07072502) のザクロ石は、コアからリムにかけてスペサルティン成分は増加し、グロシュラー成分はやや増加する (図 20)。Mg#は 0.03-0.05 である。同岩体南部に産する変成堆積岩中 (MG07072003) のザクロ石は、粒子ごとにばらつきはあるもののコアからリムにかけての系統的な変化は見られない (図 19 および図 20)。Mg#は 0.11-0.19 である。同地域に産する変成花崗岩類中 (MG07072002) のザクロ石についても同様に粒子ごとにばらつきはあるもののコアからリムにかけての系統的な変化は見られない (図 20)。Mg#は 0.11-0.15 である (1 点のみ例外的に Mg# = 0 である)。また苦鉄質変成岩中のザクロ石も同様にコアからリムにかけての系統的な変化は見られない (図 20)。Mg#は 0.05-0.07 である。

カンラン石、斜方輝石、ホルンブレンド、緑れん石、黒雲母、十字石

マサラ岩体に産する超苦鉄質変成岩中のカンラン石の X_{Mg} は 0.80-0.82 であり、ほとんど均質な化学組成を示す。

アンタナナリボ岩体に産する苦鉄質変成岩中の斜方輝石の X_{Mg} は 0.21-0.22 であり、 Al_2O_3 は 0.46-0.54 wt.%

である.

マサラ岩体に産する中性変成岩 (MG08101521) 中のホルンブレンドの X_{Mg} は 0.62-0.84 の組成範囲を示す. また緑れん石のピスタサイト成分は 34-63 mol% である.

マサラ岩体に産する変成堆積岩 (MG08101513) 中の黒雲母の X_{Mg} は 0.70-0.79 であり, 変成堆積岩 (MG07072310) 中の黒雲母の X_{Mg} は 0.70-0.72 である (図 21). 中性変成岩 (MG08101521) 中の黒雲母の X_{Mg} は 0.68-0.70 である. アンタナナリボ岩体に産する変成堆積岩 (MG07072003) 中の黒雲母の X_{Mg} は 0.58 であり, 変成堆積岩 (MG07072510) 中の黒雲母の X_{Mg} は 0.60-0.61 である. 変成花崗岩類 (MG07072002) 中の黒雲母の X_{Mg} は 0.59-0.60 であり, 変成堆積岩 (MG07072502) 中の黒雲母の X_{Mg} は 0.33-0.35 である.

変成作用と変成温度圧力条件

マサラ岩体

マサラ岩体中に産する変成堆積岩中から藍晶石を含む片岩 (MG07072310) が見つかり、この岩体の被った変成作用の変成作用系列は中圧型系列であると考えられる. またカリ長石が見られないことから、この藍晶石が含まれる変成堆積岩の変成条件は白雲母 + 石英の安定領域であり、



の変成反応を超えていないと考えられる (図 22). また同岩体中に産する泥質片麻岩 (MG08101513) からはザクロ石 + 黒雲母 + 珪線石の鉱物組み合わせが見つかり、ザクロ石-黒雲母地質温度計 (T_{GB} ; Dasgupta et al., 1991), ザクロ石-珪線石-斜長石-石英地質圧力計 (B_{GASP} ; Spear, 1993) およびザクロ石-黒雲母-斜長石-石英地質圧力計 (B_{GB} ; Wu et al., 2004) を用いて変成温度圧力条件を見積もると、温度約 650-660°C, 圧力約 0.7-0.8 GPa が見積もられる (図 22). この見積もりにはザクロ石のコアの組成とザクロ石と接しないマトリクスの黒雲母のコアの組成を用いた. また中性変成岩中の角閃石-斜長石温度計 (T_{HP} ; Holland and Blundy, 1994) を用いた結果、0.8 GPa の圧力を仮定した時に温度約 700°C が見積もられる.

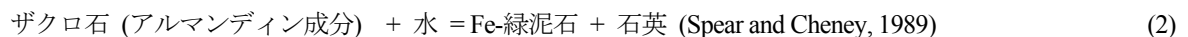
マサラ岩体に産する超苦鉄質変成岩 (MG07072406) と変成堆積岩 (MG08101513) についてシェードセクションを用いて変成温度圧力条件の検討を行なった. その結果を図 24 および図 25 に示す. 超苦鉄質変成岩について単斜輝石が安定な鉱物組み合わせとして見られないことを考慮すると、0.8 GPa の圧力を仮定すると、少

なくとも温度は約 750°C であると考えられる (図 24). 一方で変成堆積岩中のピーク時あるいはピーク時付近における安定な鉱物組み合わせは、ザクロ石 + 珪線石 + 黒雲母 + 斜長石 + カリ長石 + チタン鉄鉱である. これらの鉱物組み合わせが安定な温度圧力条件はシュードセクションによる見積もりから温度約 540-820°C, 圧力約 0.44-0.73 GPa である (図 25). この結果は地質温度圧力計で見積もられた温度圧力条件よりも, 温度は低温高温の両側に及び, 圧力はより低圧側に見積もられる.

アンタナナリボ岩体

アンタナナリボ岩体南東部において見積もられた変成温度圧力条件の違いに基づき, 本研究ではアンタナナリボ岩体東部及び西部と区分する. アンタナナリボ岩体西部に産する変成堆積岩 (MG07072510) 中からはザクロ石 + 黒雲母の鉱物組み合わせが認められる. ザクロ石-黒雲母地質温度計 (T_{GB} ; Dasgupta et al., 1991) およびザクロ石-黒雲母-斜長石-石英地質圧力計 (B_{GB} ; Wu et al., 2004) を用いて変成温度圧力条件を見積もると, 温度約 670°C, 圧力約 0.65 GPa が見積もられる (図 23a). この見積もりにはザクロ石のコアの組成とザクロ石と接しないマトリクスの黒雲母のコアの組成を用いた. また変成花崗岩類 (MG07072502) 中からはザクロ石 + 角閃石 + 斜長石 + 石英の鉱物組み合わせが得られる. ザクロ石-角閃石地質温度計 (T_{GH} ; Graham and Powell, 1984), ザクロ石-角閃石-斜長石-石英地質圧力計 (B_{GH} ; Kohn and Spear, 1989, 1990) を用いて変成温度圧力条件を見積もると, 温度約 640°C, 圧力約 0.85 GPa が見積もられる. この見積もりにはザクロ石のコアの組成とマトリクスの角閃石のコアの組成を用いた. これらの結果よりアンタナナリボ岩体西部では, 温度約 640-670°C, 圧力約 0.65-0.85 GPa の温度圧力条件の変成作用を被ったと考えられる.

変成堆積岩 (MG07072510) 中のザクロ石はしばしば緑泥石に置換されているため, ザクロ石形成後の温度低下により,



の変成反応曲線 (図 23a) を通過したものと考えられる.

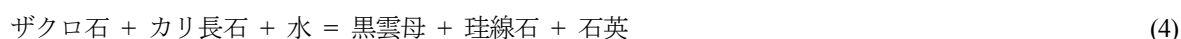
アンタナナリボ岩体東部に産する変成堆積岩 (MG07072003) 中のザクロ石包有物として, 上述のように藍晶石 + 十字石の鉱物組み合わせが見つかった (図 14e). またザクロ石中には大量に石英の包有物が見られる

(図 14g) ことから、この変成堆積岩の変成条件は十字石 + 石英の安定領域から、温度上昇により、



の変成反応を経て、ザクロ石 + 藍晶石の安定領域へ進んだものと考えられる (図 23b). このザクロ石中にはヘルシナイト成分に富むスピネルが包有物として見られる (図 14f). したがって、この変成堆積岩の変成作用ピーク時の安定な鉱物組み合わせはザクロ石 + 珪線石 + スピネル + 石英であったと考えられる. そこでザクロ石-珪線石-斜長石-石英地質圧力計 (B_{GASP} ; Spear, 1993) およびザクロ石-珪線石-スピネル-石英地質温度圧力計 (T_{GS} ; Nichols et al., 1992) とザクロ石の活動度 (Berman, 1990) を用いて変成温度圧力条件を見積もると、温度約 780°C, 圧力約 0.85 GPa が見積もられる. また苦鉄質変成岩中のザクロ石 + 斜方輝石の鉱物組み合わせを利用してザクロ石-斜方輝石地質温度計 (Sen and Bhattacharya, 1984) を用いて見積もると、0.9 GPa の圧力条件を仮定した時に約 790°Cの温度が見積もられる. これは変成堆積岩の見積もりとほぼ一致する.

この変成堆積岩にはいくつかの後退変成作用時の反応組織が見られる. ザクロ石の周囲にしばしば放射状の黒雲母と珪線石が見られる (図 12h). これはザクロ石を置き換えてこれらの鉱物が生成する加水反応であり、以下の反応式で与えられる.



この反応が起こる圧力条件は実験的手法に基づいて報告されている (Breton and Thompson, 1988). さらに後退変成作用時の反応組織として、珪線石の周囲に白雲母が見られる (図 14h). これは、



の反応が温度低下により促進されたものと考えられる. これらの後退変成作用時の温度圧力条件は、変成花崗岩類 (MG07072002) の地質温度圧力計の見積もりと一致する. 変成花崗岩類中のザクロ石 + 角閃石 + 斜長石 + 石英の鉱物組み合わせを利用してザクロ石-角閃石地質温度計 (T_{GH} ; Graham and Powell, 1984), 角閃石-

斜長石地質温度計 (T_{HP} ; Holland and Blundy, 1994) およびザクロ石-角閃石-斜長石-石英地質圧力計 (B_{GH} ; Kohn and Spear, 1989, 1990) を用いて変成温度圧力条件を見積もると、温度 680-760°C、圧力 0.58-0.60 GPa の温度圧力条件が見積もられる (図 23b). この温度圧力条件範囲は上述の変成堆積岩で見られた後退変成作用時と考えられる(4) および (5) の反応温度圧力条件とよく一致する.

アンタナナリボ岩体に産する変成堆積岩 (MG07072003D) についてシュードセクションを用いて変成温度圧力条件の検討を行なった. その結果を図 26 に示す. 昇温期, ピーク時および後退変成作用時の温度圧力条件をそれぞれ絞り込むことができた. 温度約 550-650°C, 圧力約 0.85-1.2 GPa においてザクロ石 + 藍晶石 + 十字石 + 白雲母 + ルチルが安定である. 昇温期変成作用を経て, ザクロ石 + 珪線石 + スピネル + 斜長石 + カリ長石 + チタン鉄鉱が安定なピーク変成条件 (温度約 850-1000°C, 圧力約 0.45-0.75 GPa) となり, ザクロ石 + 珪線石 + 斜長石 + カリ長石 + チタン鉄鉱が安定となる (温度約 650-900°C) 時計回りの変成経路が得られる (図 26).

まとめおよびマダガスカル中央東部地域における変成作用

地質温度圧力計, 岩石成因論的グリッドおよびシュードセクションを用いてマサラ岩体およびアンタナナリボ岩体に産する変成岩の変成温度圧力条件を見積もり, 変成履歴を推定した. その結果, マサラ岩体に産する変成岩について地質温度圧力計および岩石成因論的グリッドを適用すると, 変成温度圧力条件は温度約 650-700°C, 圧力約 0.7-0.8 GPa と見積もられる (図 22). 一方でシュードセクションを用いると, 温度約 540-820°C, 約 0.44-0.73 GPa と見積もられる (図 24 および図 25). ここでは地質温度圧力計による見積もりの結果を採用し, マサラ岩体における変成温度圧力条件は約 650-700°C, 約 0.7-0.8 GPa であると結論する.

アンタナナリボ岩体西部に産する変成岩による見積もりの結果, 温度は約 640-670°C, 圧力は 0.65-0.85 GPa と見積もられる (図 23a). アンタナナリボ岩体東部に産する変成堆積岩による見積もりの結果, 十字石 + 石英の安定な高压条件から, 昇温期変成作用を経て温度約 780°C, 圧力約 0.85 GPa のピーク変成条件を経て, 温度約 680-760°C, 圧力約 0.58-0.60 GPa まで温度は低下し, 圧力は減少したものと考えられる (図 23b). 昇温期変成時の温度圧力条件はシュードセクションにより, 温度約 550-650°C, 圧力約 0.85-1.2 GPa であると見積もられる (図 26). ピーク変成条件についてはシュードセクションの結果は, やや地質温度圧力計による結果より

やや高い温度、低い圧力が見積もられる (850-1000°C, 0.45-0.75 GPa). これはシュードセクションによる温度圧力条件の見積もり時にスピネル中の亜鉛を考慮できていないことが原因の1つである可能性が高い.

両岩体の結果を比較すると、マスラ岩体南部およびアンタナナリボ岩体西部はほとんど同じ温度圧力条件の変成作用を被っていた可能性が高い (図 22 および図 23a). 一方でアンタナナリボ岩体東部からは昇温期変成作用時、ピーク時、後退変成作用時の温度圧力条件を見積もることができ、時計回りの変成作用を見いだすことができた (図 23b). アンタナナリボ岩体は1つの岩体の中でも、地域ごとに異なる温度圧力条件の変成作用を被っていた可能性があり、温度圧力構造を検討することでゴンドワナ大陸衝突融合プロセスを制約できると考えられる.

第5章 地球化学的特徴

先行研究

これまでのマダガスカル共和国における太古代および原生代の地質体に産する変成岩および火成岩の地球化学的研究によりいくつかの重要な点が明らかとなった。(1) アントンジル岩体に産する約 3300-3100 Ma の花崗岩質岩は、典型的な太古代 TTG の特徴を示すもの、および地殻アナテクシスにより生成したものの少なくとも2つの異なる成因を持つ (Schofield et al., 2010). Nd 同位体比の結果から、これらの花崗岩質岩はほとんど未分化なマントル起源のマグマである (Tucker et al., 1999). 同岩体には約 2500 Ma の花崗岩質岩が大量に貫入しており、地球化学的特徴の基づき3種類に区別できる。1種類を除くすべての花崗岩質岩の特徴は、インド南部太古代ダルワールクラトンにて報告されている花崗岩質岩の特徴と一致する (Schofield et al., 2010). 地質、年代および地球化学的類似性からアントンジル岩体はダルワールクラトンの一部であり (Tucker et al., 1999, 2011a), 太古代において類似した地殻形成進化プロセスを経験した (Schofield et al., 2010). (2) アンタナナリボ岩体に産する約 2550-2490 Ma (Tucker et al., 1999, 2007; Kröner et al., 2000) の花崗岩質岩は、カルクアルカリ花崗岩であり沈み込み帯にて生成した (Brewer et al., 2001). Nd 同位体比から太古代後期マントル物質と太古代中期地殻物質との混合によるマグマである (Tucker et al., 1999). しばしば太古代後期の花崗岩質岩中には太古代中期の年代を示す古い捕獲結晶ジルコン粒子が存在する (Kröner et al., 2000). そのためアンタナナリボ岩体の地殻深部にはより古い下部地殻が存在すると考えられている (Tucker et al., 1999; De Wit, 2003). (3) アントンジル岩体を除くすべての岩体は、原生代後期以降に少なくとも3回に渡って火成岩の貫入を被る (例えば, Kröner et al., 2000; Paquette and Nédélec, 1998). 1番古い約 840-720 Ma に活動したイモロナ-イツィンドロ深成岩体 (Handke et al., 1999; Tucker et al., 1999, 2007, 2011a, b; Kröner et al., 2000; Raharimahefa and Kusky, 2010; Smith et al., 2008c) は超苦鉄質岩から苦鉄質岩、花崗岩質岩に至るさまざまな化学組成を示す岩石から構成されている (例えば, Handke et al., 1999; McMillan et al., 2003; Bybee et al., 2010). 苦鉄質岩はマントルマグマ起源であり (Handke et al., 1999), 花崗岩質岩はマントル起源の苦鉄質岩が結晶分化したもの (McMillan et al., 2003) あるいは下部地殻の部分溶融によるもの (Handke et al., 1999) であると考えられている. 形成場としては大陸弧 (Handke et al., 1999; Kröner et al., 2000; McMillan et al., 2003; Bybee et al., 2010), 大陸分裂に伴うマグマ

活動 (Tucker et al., 2011a) あるいは大陸分裂とデラミネーションによって上昇してきたマントルマグマ活動であると考えられている。Sm-Nd 同位体比の結果に基づき、太古代後期から原生代前期地殻の部分溶融が成因的に関わっていることを示している (Kröner et al., 2000; McMillan et al., 2003)。(4) 2 番目に古い約 640-625 Ma のキアンガラ深成岩体 (Paquette and Nédélec, 1998; Kröner et al., 1999a, b; Tucker et al., 1999; Smith et al., 2008), および約 570-520 Ma の最も若いアンバラバオ-マエバラノ深成岩体 (Kröner et al., 1996, 1999b, 2000; Tucker et al., 1999, 2007; Meert et al., 2001; Goodenough et al., 2010; Raharimahefa and Kusky, 2010) の構成岩石は、いずれもアルカリおよび HFS 元素に富む傾向を示し、衝突帯形成後の引張場におけるマントルの部分溶融により生成したマグマ起源であると考えられている (Nédélec et al., 1994, 1995; Goodenough et al., 2010)。

マダガスカル共和国中央東部において、これらの地球化学的先行研究を踏まえた上での問題点として2つの点を挙げる事ができる。1つ目は、マスラ岩体がどのような太古代および原生代の地殻形成進化過程を経たのか? という点である。U-Pb SHRIMP ジルコン年代 (Tucker et al., 2011a), および地質 (Collins, 2006) に基づき、マスラ岩体は北部のアントンジル岩体と同一の岩体であると考えられている。しかしながら、(1) マスラ岩体には太古代後期の花崗岩質岩は稀に産すると報告されているが、アントンジル岩体には同時期の花崗岩質岩は大量に産する。また (2) マスラ岩体には原生代後期の花崗岩質岩が産するが、アントンジル岩体には同時期の花崗岩質岩は報告されていない。さらに前章で示したように (3) マスラ岩体はゴンドワナ大陸の衝突融合に伴って、少なくとも角閃岩相の変成作用を被っているが (第4章 変成作用; De Waele et al., 2011; Key et al., 2011), アントンジル岩体は変成作用をほとんど被っていないと考えられている (Schofield et al., 2010; Bauer et al., 2011)。したがって、これらの地質体が従来考えられているように、同一の岩体、つまり同一の地殻形成進化過程を経ていたのかは明らかではない。2つ目はアンタナナリボ岩体とはどのような地質体であるのか? という点である。同岩体をこれまで広域的に地質、地球化学、年代学に基づいて研究したのは Kröner et al. (2000), Tucker et al. (1999, 2011a) および Macey et al. (2009) である。上述のようにアンタナナリボ岩体には現在までに報告されているより約 25 億年前よりも古い地殻が存在することは推定されつつも、その存在は明らかにされておらず、同岩体がどのようにして太古代地殻を形成したのかについて明らかとなっていない。そこで本研究ではマダガスカル共和国中央東部地域に分布するマスラ岩体とアンタナナリボ岩体およびベツィミサラカ岩体のそれぞれの地殻形成と進化プロセスを理解するために、本地域に産する変成岩および火成岩の地球化学的特徴を明らかにし、それらの成因と形成場を検討することを目的とする。

分析手法

全岩化学組成

全岩化学組成の測定に用いた試料はそれぞれ超苦鉄質岩變成岩11試料，苦鉄質岩變成岩12試料，中性岩變成岩9試料，變成花崗岩類26試料，變成堆積岩15試料，花崗岩類17試料，別地域に産する岩石等7試料の合計107試料である．主成分元素の測定は岩石粉末を10倍希釈による溶融ビード法により海洋研究開発機構 (JAMSTEC) の蛍光X線分析装置 (XRF: RIGAKU SIULTIX12およびRIGAKU RIX3000) を用いて行なった．微量元素 (Ba, Cu, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, Y, Zn, Zr) の測定は岩石粉末からペレット法により測定した．詳細な手順や標準物質，分析条件および測定限界などはTani et al. (2005) を参照した．

追加の微量元素 (希土類元素およびSc, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Tl, Pb, Th, U) はアルカリ溶融および酸分解した溶液試料 (Roser et al., 2000; Kimura et al., 2002; Senda et al., 2014) を海洋研究開発機構 (JAMSTEC) 地球内部ダイナミクス領域 (IFREE) に設置の誘導結合プラズマ質量分析計 (ICP-MS: Agilent 7500ce) を用いて測定した．測定に用いた試料はそれぞれ超苦鉄質岩變成岩3試料，苦鉄質岩變成岩6試料，中性岩變成岩4試料，變成花崗岩類7試料，變成堆積岩2試料，花崗岩類2試料の合計24試料である．詳細はChang et al. (2003) を参照した．結果を図30-35および付録の表7-20に示す．

全鉄は Fe_2O_3^T で結果を報告する．鉄マグネシウム酸化物の含有量は $\text{Fe}_2\text{O}_3^T + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ (wt.%) の総和で示す．またMg値 (Mg#) は $\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$ のモル比で示し，アルミナ飽和度 (A/CNK) は $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ のモル比で示す．正規化に用いた始原的マントルおよびコンドライトの値はそれぞれSun and McDonough et al. (1989) およびBoynton (1984) の値を用いた．ユーロピウム，セリウム，ナイオビウム，鉛，ストロンチウム異常値の算出はTaylor and McLennan (1985) で用いられている方法を用いた．

地球化学的モデル計算

變成トロニウム岩の成因を検討する際に，地球化学的モデル計算を用いて成因の検討を行なった．地球化学的モデル計算は，(1) 相平衡図を用いて，部分溶融時にメルトとともに共存する溶け残り相にて安定な鉱物組み合わせの推定，および(2) 微量元素モデル計算を用いて，メルト中の微量元素組成の推定，という2段階に分けて行なった．變成トロニウム岩の起源物質としては苦鉄質岩を仮定し，組成は島弧玄武岩およびN-MORBの2つの異なる組成を用いた．相平衡図作成にはTheriak / Dominoソフトウェア (De Capitani and Petrakakis, 2010)およびHolland and Powell (1998) の熱力学的データを用い， $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-$

H₂O-TiO₂-O 系 (NCFMASHTO 系) にて計算を行なった. 計算に用いた温度圧力条件および無水あるいは含水条件は, Moyen and Stevens (2006) による変成玄武岩の部分熔融実験のまとめを参考に, 温度 650-1050°C, 圧力 2-30 kbar および系に 10 mol 水を加えた含水条件とした. 微量元素モデル計算は圧力条件を 8 kbar, 12 kbar, 16 kbar, 20 kbar および 24 kbar とし, 部分熔融度は 5%, 10%, 15% および 20% と見積もった. メルトと溶け残り相との微量元素の分配係数は基本的には Bédard (2005, 2006) を用い, 一部単斜輝石およびザクロ石については Barth et al. (2002), チタン鉄鉱については Xiong et al. (2011), ルチルについては Foley et al. (2000), Klemme et al. (2005) および Xiong et al. (2011) にてそれぞれ報告されている係数を用いた. 部分熔融はバッチ平衡熔融と仮定し, Shaw (1970) のバッチ平衡熔融の式を用いた.

変成岩の原岩検討

図27はACF図である. ACF図に岩石の全岩化学組成をそれぞれ岩体ごとに色別で, 岩石種ごとに記号別に表している. 点線で囲まれた領域は, Winkler (1979) による変成岩の原岩と考えられる高アルミニウム泥岩 (I), 泥岩 (II), グレイワッケ (III), 玄武岩-安山岩 (IV) および超苦鉄質岩 (V) の全岩化学組成を示す領域を示している. この図を見ると, 超苦鉄質変成岩および苦鉄質変成岩はそれぞれ超苦鉄質岩 (V) および玄武岩-安山岩 (IV) の領域内もしくは領域周辺にプロットされる. また中性変成岩は玄武岩-安山岩 (IV) および泥岩 (II) とグレイワッケ (III) の重複する領域にプロットされる. さらに変成花崗岩類および変成堆積岩は泥岩 (II) またはグレイワッケ (III) の領域かその周辺領域にプロットされ, 少量高アルミニウム泥岩 (I) の領域にプロットされる. 花崗岩類は変成花崗岩類および変成堆積岩と類似した領域にプロットされる. 特にSiO₂の高い変成花崗岩類および変成堆積岩は, 泥岩およびグレイワッケの領域に重複するため原岩が堆積岩か火成岩かの識別が困難である. マダガスカル共和国中央東部地域に産する変成岩類は緑色片岩相からグラニュライト相に至る変成作用を被っており, このように高いSiO₂を示す変成岩は原岩が砂質岩のような堆積岩であるのか, あるいは花崗岩のような火成岩であるのか識別することが困難である. 本研究ではSiO₂の高い岩石について, 原岩が堆積岩であるのか火成岩であるのか検討するためにNesbitt and Young (1982, 1984) によるCIA値 (図28) およびShaw (1972) によるDF値 (図29) を用いた. このようにして変成岩類の原岩を推定する方法は, 原生代後期タンザニア北部に産する変成岩 (Maboko and Nakamura, 2002) および インド南部に産する変成岩 (Raith, 1999) などによって検討および報告されている.

結果を図に示す. 図29はShaw (1972) に基づくDF値を横軸に, 縦軸にアルミナ飽和度 ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; モル比) を示した図である. DF値は次の式により与えられる識別関数である.

$$DF = 10.44 - 0.21 \cdot SiO_2 - 0.32 \cdot Fe_2O_3^T - 0.98 \cdot MgO + 0.55 \cdot CaO + 1.46 \cdot Na_2O + 0.54 \cdot K_2O \text{ (値はwt.\%)}$$

SiO₂の高い変成岩の原岩が堆積岩であるか火成岩であるかの識別は、このDF値の正負の符号により識別される。堆積岩起源である変成岩のDF値は負の値を示し、火成岩起源である変成岩のDF値は正の値を示す。これに基づき本研究ではSiO₂の高い変成岩を識別している。参考として本研究地域に産する超苦鉄質変成岩から中性変成岩と非変成の花崗岩類の結果、さらに丹沢および甲府に産する花崗岩質岩の結果を示す (図29)。これを見ると一般的な花崗岩質岩はすべて正のDF値を示し、DF値に基づく原岩の検討が妥当であることを示す。またマダガスカル共和国に産する変成花崗岩類および花崗岩類は、主に高いアルミナ飽和度を示し、アルミニウムに富むSタイプ花崗岩であると考えられる。次に、DF値に基づく原岩の分類が妥当であることを検討するためにNesbitt and Young (1982, 1984) のCIA値を用いて検討を行なった。この図を見ると、DF値に基づいて火成岩起源であると分類した変成花崗岩類はすべて火成岩の領域にプロットされる (図28)。一方で、DF値に基づいて堆積岩起源と分類した変成堆積岩は主に堆積岩起源であるグレイワッケの領域にプロットされるが、一部火成岩の領域にプロットされるものも存在する。これは特にAl₂O₃に乏しい (<10 wt.%) 岩石であり、したがってDF値に基づく堆積岩に区分されたが、CIA値では火成岩の領域にプロットされてしまったものであると考えられる。本研究では以下SiO₂の高い変成岩については、DF値に基づく原岩の分類を採用してその後の成因の検討を行う。

変成・変質作用の全岩化学組成への影響

マダガスカル共和国中央東部に産する変成岩類は緑色片岩相からグラニュライト相に至る変成作用を被っており、このような変成作用や変質による全岩化学組成への元素移動の影響を検討する必要があると考えられる。一般的に高度変成作用により K, Rb, Sr, Ba などの LIL 元素および Th および U などの元素は移動しやすいと考えられている。しかしながら、Ti, Zr, Y, Ni などの HFS 元素および希土類元素はほとんど元素移動しないと考えられている。

HFS 元素および希土類元素は角閃岩相程度の変成作用ではほとんど移動しないと考えられている (例えば, Polat et al., 2003)。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは一定のパターンを示し (図 32-35)、まとまりのあるデータセットを示していると考えられる。したがって、本研究ではこれらの元素に着目して成因の検討を行なう。そこでまず始めに LIL 元素の元素移動を検討するために、K/Rb, Th/U および La/Th の元素比に注目する (Rudnick et al., 1985; Stephenson, 2000; Bauernhofer et al., 2009)。図は横軸に Rb (ppm)、縦軸に K (%) を取ったグラフである (図 36a)。すべての岩石試料のうち原岩が火成岩と考えられる変成岩類および非変成の花崗

岩類の約 80%が K/Rb 比において火成岩の領域にプロットされる (例えば, Shaw, 1968; Rudnick et al., 1985). また高い K/Rb 比 ($K/Rb > 550$) を示す岩石は苦鉄質変成岩で見られるが, 海洋地殻では高い K/Rb 比が報告されているため妥当な値であると考えられる (例えば, Sun and McDonough, 1989). 次の図は横軸に La/Th 比, 縦軸に Th/U 比をプロットしたグラフである (図 36b). この図から分かるようにかなりの多くの岩石について, 火成岩起源の領域から外れた領域にプロットされる. したがって, いくつかの LIL 元素については元素移動が起こっていると考えられる. そのためこれからの成因の検討については HFS 元素および希土類元素を用いて行なう.

地球化学的特徴

超苦鉄質変成岩-苦鉄質変成岩

本研究地域に産する苦鉄質岩変成岩は角閃岩, ザクロ石-斜方輝石岩および苦鉄質集積岩である. 図 37 は横軸に SiO_2/Al_2O_3 比, 縦軸に Mg 値を取ったプロットである (Kempton and Harmon, 1992; Kempton et al., 1997). 一般的に Mg 値はマグマの分別作用に応じて減少し, SiO_2/Al_2O_3 比はアルカリ系列, ソレライト系列およびカルクアルカリ系列のマグマの分化の程度を反映すると考えられている. さらに Mg 値は Fe-Ti を含む酸化物の集積によって減少し, 輝石の集積により増加する. 一方で, SiO_2/Al_2O_3 比は斜長石の集積により減少する. この図を見ると, 苦鉄質変成岩は図の中央部分に集まる傾向があり, 一方で超苦鉄質変成岩は苦鉄質変成岩よりも高い Mg 値を示し, ばらつく傾向が見られる. 本研究ではこの結果と記載岩石学的特徴により超苦鉄質変成岩および苦鉄質変成岩をそれぞれ 2 種類ずつに分類する. すなわち超苦鉄質変成岩は変成カンラン岩, 変成輝石岩とホルンブレンダイトの 3 種類であり, 苦鉄質変成岩は角閃岩と苦鉄質集積岩の 2 種類である.

超苦鉄質変成岩

図 38 は超苦鉄質岩の分類図 (Streckeisen, 1976) である. 無水組成条件下における超苦鉄質岩の全岩化学組成に基づき CIPW ノルム鉱物の量比を求めプロットしている. 記号の色の違いはマサラ岩体の北部および南部に産するもので分類している. 本研究地域に産する超苦鉄質変成岩はそれぞれレルゾライト, カンラン石ウェブステライト, ウェブステライトおよび斜方輝石岩の領域にそれぞれプロットされる.

次の図は MgO (wt.%) に対して主要元素 SiO_2 , CaO, Al_2O_3 , TiO_2 (wt.%) をプロットした図である (図 39). Niu (2004) による東太平洋海膨の海洋底に産するカンラン岩を比較として示す. MgO は海洋底に産するカンラン岩よりいずれも低い値を示す. SiO_2 はやや海洋底に産するカンラン岩とほぼ同じ組成範囲を示す. また Al_2O_3 については, マサラ岩体南部に産する岩石は海洋底に産するカンラン岩とほぼ同じ組成範囲を示すのに対して,

北部に産する岩石はいずれも高い Al_2O_3 を示す。また TiO_2 および CaO はいずれの地域も海洋底カンラン岩よりも高い組成を示す。またいずれの主要元素も MgO に対して地域ごとに異なる負の相関を示す (図39a-d)。また Al_2O_3 に対する MgO/SiO_2 比をプロットした図 (図39e) では、海洋底カンラン岩の領域に入るものと、輝岩の領域に入るものとに分けられる。図39fは MgO に対する Ni (カンラン石の適合元素) の全岩化学組成をプロットした図である。マスラ岩体に産する超苦鉄質変成岩の1つの岩石はレルゾライトの領域に、もう1つの岩石はレルゾライトの領域よりも同じ MgO に対して高い Ni 含有量を示す。

図32はこれらのマダガスカルに産する超苦鉄質変成岩についてコンドライトで規格化した希土類元素パターンと、始原的マントルで規格化した微量元素パターンを示す。コンドライトおよび始原的マントルはそれぞれBoynton (1984) およびSun and McDonough (1989) の値を用いた。まずコンドライトで規格化した希土類元素パターンに着目する。いずれの超苦鉄質変成岩のいずれの希土類元素も (MG08101236のLaおよびEuを除く) コンドライトと比較して2倍以上に富んだ含有量を示す。また超苦鉄質変成岩中の希土類元素パターンは重希土類元素についてはほぼ水平である。一方で軽希土類元素についてはその傾向は超苦鉄質変成岩ごとに異なる。MG08101236は軽希土類元素に乏しい左下がりのパターンを示し、MG08101234およびMG07072406は軽希土類元素に富むやや左上がりのパターンを示す。MG08101236のような希土類元素のパターンと希土類元素の存在度 (コンドライトの約2倍) は造山帯に産する交代作用を被っていないレルゾライト (例えば、スペイン南部のロンダ岩体、フランスのピレネー山脈のカンラン岩体、イタリアアルプスのランゾ岩体など) に一般的に見られる傾向である (Bodinier and Godard, 2003)。またMG07072406のような希土類元素パターンは造山帯に産するカンラン岩に伴って岩脈状に産する輝岩によく見られる特徴である (Bodinier and Godard, 2003)。またMG08101236はEuの負異常が見られ、MG07072406はCeに負異常が見られる。始原的マントルで規格化した微量元素パターンについてみると、MG08101236はNdからLuまではやや水平であり、そこからLIL元素に向かうほど始原的マントルと比較してばらつく。一方でMG08101234およびMG07072406は、始原的マントルと比較して2倍以上の元素存在度を示す。MG08101234は左上がりの微量元素パターンを示し、MG07072406はやや左下がりの微量元素パターンを示す。MG08101236およびMG07072406は明瞭なSrの負異常を示す。MG08101236はさらにSmの負異常を示す。

苦鉄質変成岩

図40aおよびbは横軸にNb/Y比、縦軸に $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0.0001$ を取った火成岩の分類図 (Winchester and Floyd, 1977) である。マスラ岩体およびアンタナナリボ岩体に産する角閃岩は玄武岩および安山岩質玄武岩の領域にプロットされ、ザクロ石-斜方輝石岩は玄武岩の領域に、苦鉄質集積岩は安山岩質玄武岩の領域にプロットされる。角閃岩の SiO_2 は48.8 wt.%から53.9 wt.%の組成範囲を示し、やや高い TiO_2 含有量 (0.5-1.7 wt.%), および低い

MgO (5.4-9.1 wt.%, Mg# = 48-65) を示す。ザクロ石-斜方輝石岩の SiO₂ は 56.0 wt.% であり, TiO₂ は低く 0.04 wt.% である。この岩石の Fe₂O₃^T は非常に高く 39.9 wt.% であり MgO は 4.4 wt.% である。苦鉄質集積岩の SiO₂ は 53.3-53.7 wt.% であり, さらに低い TiO₂ (0.74-0.75 wt.%), 高い MgO (11.3-11.6 wt.%) であり記載岩石学的な集積岩の証拠を支持する。さらにこれらの角閃岩の中で 2 試料 (MG08101223 および MG07072422) は, 高い Ni 含有量 (それぞれ 229 ppm および 125 ppm) を示す。図 33 はこれらの苦鉄質変成岩についてのコンドライトで規格化した希土類元素パターンおよび始原的マントルで規格化した微量元素パターンである。マスラ岩体およびアンタナナリボ岩体に産する角閃岩の希土類元素パターンは 3 種類に分けることができる。1 つは軽希土類元素に乏しく左下がりの N-MORB に類似したパターンを示すタイプである。これはマスラ岩体に産する角閃岩にのみ見られる。2 つ目は, やや軽希土類元素に富み, 左上がりパターンを示し E-MORB に類似したパターンを示すタイプである。これはマスラ岩体およびアンタナナリボ岩体の両方に見られる。3 つ目は E-MORB よりもさらに軽希土類元素に富み, E-MORB のパターンよりもさらに左上がりのパターンを示すタイプである。これはマスラ岩体の角閃岩のみに見られる傾向である。一方で希土類元素パターンは大きく 2 種類に分けられる。1 つは N-MORB に類似したパターンを示すタイプである。そしてもう一つは E-MORB に類似したパターンを示すタイプである。両タイプは明瞭な K および Pb (Pb/Pb* = 3.0-15.8) の正異常が見られる。またマスラ岩体に産する角閃岩の中には Sr (Sr/Sr* = 1.04-1.88) の正異常が見られるものもある。また E-MORB に類似したパターンを示すタイプはそれらに加えて Nb-Ta の負異常 (Nb/Nb* = 0.32-0.68) が見られる。

中性変成岩

本地域に産する中性岩は岩体ごとにその地球化学的特徴が大きく異なる。マスラ岩体に産する中性岩は微量元素比を用いた火成岩の分類図 (図 40a; Winchester and Floyd, 1977) では安山岩質玄武岩および安山岩の領域にプロットされる。一方で, アンタナナリボ岩体およびベツィミサラカ岩体に産するものはアルカリ岩玄武岩および粗面安山岩の領域にプロットされる。マスラ岩体に産する中性岩の SiO₂ は 52.6 wt.% から 58.6 wt.% の組成範囲を示し, TiO₂ 含有量は 0.7-0.9 wt.%, および MgO は 2.7-6.6 wt.% である (Mg# = 0.38-0.58)。MG08101514 の中性岩のみ高い CaO (10.6 wt.%) を示す。アンタナナリボ岩体およびベツィミサラカ岩体に産する中性岩の SiO₂ は 52.8 wt.% から 58.0 wt.% の組成範囲を示し, TiO₂ 含有量は 2.0-3.3 wt.% および MgO は 2.1-3.3 wt.% である (Mg# = 0.33-0.38)。またこれらの中性岩は高い K₂O (3.3-4.8 wt.%) を示すのが特徴である。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは, いずれの岩体に産する中性岩も軽希土類元素に富み左上がりのパターンを示す (図 34)。マスラ岩体に産する中性岩の希土類元素パターンは OIB よりは分化していない。アンタナナリボ岩体に産する中性岩の希土類元素パターンは, OIB よりもさらに分化しており, また希土類元素の存在度が非常に大きいことが特徴である。

変成花崗岩類

C.I.P.W.ノルムに基づく花崗岩質岩の An-Ab-Or プロット (図 42)では, Barker (1979) の分類に基づくマサラ岩体に産する変成トロニウム岩はトロニウム岩の領域にプロットされる. アンタナナリボ岩体に産する花崗岩質片麻岩はトータル岩から花崗閃緑岩, モンゾ花崗岩, 花崗岩の領域にプロットされ, ベツィミサラカ岩体に産する石英長石質片麻岩は花崗岩の領域にプロットされる. ここでは野外産状と岩石組織, 地球化学的特徴に基づいて岩体ごとに区分し, さらに岩体内において地球化学的特徴に基づき細分する. マサラ岩体に産する変成花崗岩類は 3 種類に, アンタナナリボ岩体に産する変成花崗岩類は 3 種類に区分する. マサラ岩体に産するものは変成トロニウム岩, 珪長質片麻岩の 2 種類に, アンタナナリボ岩体に産するものは, 低 K_2O/Na_2O 比花崗岩質片麻岩, 高 K_2O/Na_2O トータル岩質片麻岩, および変成花崗岩質岩と区分する.

マサラ岩体

変成トロニウム岩

変成トロニウム岩はマサラ岩体に特徴的に見られる. 変成トロニウム岩の地球化学的特徴はある一定の組成範囲を示し, SiO_2 (66.0-72.3 wt.%), Al_2O_3 (15.7-18.7 wt.%), MgO (0.34-0.94 wt.%), CaO (1.90-2.64 wt.%), Na_2O (4.83-6.12 wt.%), K_2O (1.27-2.86 wt.%) および K_2O/Na_2O 比 (0.3-0.6) である. 変成トロニウム岩は低い Mg 値 (0.28-0.35) および鉄マグネシウム酸化物含有量を示す (1.80 から 5.19 wt.%). さらに変成トロニウム岩はパーアルミナスである ($A/CNK = 1.04-1.16$). また高い Sr/Y 比 (37-123) を示すのが特徴である. コンドライトで規格化した希土類元素パターン (MG08101232) では, 強く分化したパターン [図 35; $(La/Yb)_{CN} = 127$] を示し, 低い重希土類元素含有量を示す ($Yb = 0.4$ ppm). また顕著な Eu の負異常が見られない ($Eu/Eu^* = 0.81$) のが特徴である. 始原的マントルで規格化した微量元素パターンは Th に富んでおり, Nb および Ta の負異常が見られる ($Nb/Nb^* = 0.65$), Pb の正異常 ($Pb/Pb^* = 3.39$), およびやや顕著な Sr の負異常 ($Sr/Sr^* = 0.73$) が見られる.

珪長質片麻岩

珪長質片麻岩の SiO_2 含有量は 69.7 wt.% であり, 高い Al_2O_3 (15.7 wt.%) 含有量を示す. また低い MgO 含有量を示し (0.59 wt.%, $Mg\# = 0.23$), 低い鉄マグネシウム酸化物含有量 (4.87 wt.%), 低い Ni 含有量 (5 ppm) を示す. さらに高い Na_2O 含有量 ($Na_2O = 6.51$ wt.%), 低い K_2O 含有量 (1.68 wt.%) を示し, 結果として低い K_2O/Na_2O 比 (0.3) を示す. またメタアルミナスである ($A/CNK = 1.25$). 分化した希土類元素パターン [図 35; $(La/Yb)_{CN} = 23$] を示し, 顕著な負の Eu 異常 ($Eu/Eu^* = 0.39$) を示し, さらに低い Sr/Y 比 (10) を示す. 始原的マントルで規格化した微量元素パターンでは, Th および U に富み, Nb および Ta の負異常 ($Nb/Nb^* = 0.38$),

Pb の正異常 ($\text{Pb}/\text{Pb}^* = 2.03$), Sr の負異常 ($\text{Sr}/\text{Sr}^* = 0.32$)を示す.

アンタナナリボ岩体

低 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比を示すトーナル岩質片麻岩

SiO_2 含有量は 66.3-73.2 wt.%であり, 高い Al_2O_3 (15.9-16.9 wt.%) 含有量を示す. また低い MgO 含有量を示し (0.55-1.07 wt.%, $\text{Mg\#} = 0.26-0.43$), 低い鉄マグネシウム酸化物含有量 (2.12-3.03 wt.%, MG07072001 は除く (=8.09)) を示す. また低い Ni 含有量 (4.3-8.5 ppm) を示す. さらに高い Na_2O 含有量 ($\text{Na}_2\text{O} = 3.5-4.8$ wt.%), 低い K_2O 含有量 (1.0-1.7 wt.%) を示し, 低い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比 (0.24-0.37) を示す. またパーアルミナスである ($\text{A}/\text{CNK} = 1.30-1.41$). やや分化した希土類元素パターン [図 35; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 35-67$] を示し, 高い Sr/Y 比 (145-186) を示す (MG07072001 は除く). また顕著な Eu の正異常が見られる ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.5-2.7$). 始原的マントルで規格化した微量元素パターンでは Pb の正異常 ($\text{Pb}/\text{Pb}^* = 20-29$), Sr の正異常 ($\text{Sr}/\text{Sr}^* = 4.1-4.5$), Zr の正異常を示す.

高 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比を示す花崗岩質片麻岩

SiO_2 含有量は 64.2-72.8 wt.%であり, 高い Al_2O_3 (14.1-16.6 wt.%) 含有量を示す. MgO はばらつきがあり (0.49-2.10 wt.%, $\text{Mg\#} = 0.14-0.45$), 高い鉄マグネシウム酸化物含有量 (3.20-7.94 wt.%) を示す. さらに高い K_2O 含有量 ($\text{K}_2\text{O} = 3.6-6.0$ wt.%), および高い Na_2O 含有量 ($\text{Na}_2\text{O} = 2.1-4.4$ wt.%) を示し, 高い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比 (0.8-2.9) を示す. ややパーアルミナスである ($\text{A}/\text{CNK} = 1.1-1.3$). やや分化した希土類元素パターン [図 35; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 7.9-21$] を示し, やや低い Sr/Y 比 (8-43) を示す. 始原的マントルで規格化した微量元素パターンでは Pb の正異常 ($\text{Pb}/\text{Pb}^* = 7.4-10.1$) および Sr の負異常 ($\text{Sr}/\text{Sr}^* = 0.3-0.9$) を示す.

変成花崗岩質岩

変成花崗岩質岩の SiO_2 含有量は 66.7-75.6 wt.%であり, 高い Al_2O_3 (13.9-16.0 wt.%) 含有量を示す. MgO は低く (0.19-0.71 wt.%, $\text{Mg\#} = 0.25-0.39$), 低い鉄マグネシウム酸化物含有量 (1.3-5.8 wt.%) を示す. また高い K_2O 含有量 ($\text{K}_2\text{O} = 4.5-6.4$ wt.%), および高い Na_2O 含有量 ($\text{Na}_2\text{O} = 3.1-4.2$ wt.%) を示し, 高い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比 (1.1-2.1) を示す. ややパーアルミナスである ($\text{A}/\text{CNK} = 1.1-1.2$).

ベツィミサラカ岩体

石英長石質片麻岩

石英長石質片麻岩の SiO_2 含有量は 75.2 wt.%であり, Al_2O_3 含有量は 13.0 wt.%である. MgO は低く (0.34 wt.%,

Mg# = 0.21), 低い鉄マグネシウム酸化物含有量 (3.3 wt.%) を示す. また高い K_2O 含有量 ($K_2O = 5.36$ wt.%), および高い Na_2O 含有量 ($Na_2O = 2.55$ wt.%) を示し, 高い K_2O/Na_2O 比 (2.1) を示す. パーアルミナスである ($A/CNK = 1.2$).

花崗岩類

マスラ岩体, アンタナナリボ岩体およびベツィミサラカ岩体に産する非変成の花崗岩類はトーナル岩-トロニウム岩および花崗岩の領域にプロットされる (図 42). トーナル岩-トロニウム岩はマスラ岩体のみで見られ, 一方で花崗岩はすべての岩体にて見られる. ここではトーナル岩-トロニウム岩と花崗岩にそれぞれ分類して岩体ごとにその特徴を示す.

マスラ岩体

トーナル岩-トロニウム岩

トーナル岩-トロニウム岩の SiO_2 は 73.6-77.4 wt.% の組成範囲を示し, 高い Na_2O (4.0-4.7 wt.%) および低い K_2O (0.9-3.2 wt.%) を示し, 低い K_2O/Na_2O 比 (0.2-0.7) を示す. また MgO は 0.1-0.8 wt.% を示し ($Mg\# = 0.29-0.54$), Al_2O_3 は 12.7-15.4 wt.% であり, パーアルミナスである (1.2-1.4). やや分化した希土類元素パターン [図 35; $(La/Yb)_{CN} = 8.5-44$] を示し, 高い Sr/Y 比 (52-112) を示す. 始原的マントルで規格化した微量元素パターンでは Nb-Ta の負異常 ($Nb/Nb^* = 0.52-0.56$) および Pb の正異常 ($Pb/Pb^* = 10.9-16.4$) を示す.

花崗岩

花崗岩の SiO_2 は 69.4-78.5 wt.% の組成範囲を示し, 高い K_2O (4.13-5.75 wt.%) および高い Na_2O (2.87-4.83 wt.%) で特徴付けられ, 高い K_2O/Na_2O 比 (0.9-2.0) を示す. また MgO はほとんど含まない (検出限界より低いか, 0.16-0.26 wt.%). Al_2O_3 には富んでおり (12.1-12.9 wt.%) パーアルミナスである ($A/CNK = 1.1-1.3$). Y をほとんど含まないもの, Y に富むものの 2 種類に分けられる.

アンタナナリボ岩体

花崗岩

花崗岩の SiO_2 は 74.2 wt.% であり, 高い K_2O (3.59 wt.%) および高い Na_2O (3.88 wt.%) で特徴付けられ, 高い K_2O/Na_2O 比 (0.9) を示す. また MgO はほとんど含まない (0.08 wt.%). Al_2O_3 は 14.2 wt.% であり, パーアルミナスである ($A/CNK = 1.2$).

ベツィミサラカ岩体

花崗岩

花崗岩の SiO_2 は 74.0-77.3 wt.% の組成範囲を示し、高い K_2O (4.99-5.85 wt.%) および高い Na_2O (2.49-3.31 wt.%) で特徴付けられ、高い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比 (1.5-2.1) を示す。また MgO はほとんど含まない。 Al_2O_3 は 12.7-14.9 wt.% であり、パーアルミナスである ($\text{A}/\text{CNK} = 1.1-1.3$)。

成因と形成場およびマダガスカルにおける意義

超苦鉄質変成岩

MgO - Ni プロット (図39f) より本研究地域に産する超苦鉄質変成岩のうち岩体北部と南部ではその原岩構成が異なる。岩体北部ではレゾライト、ウェブステライト、輝岩およびホルンブレンダイトである。岩体南部ではウェブステライトである。岩体北部に産するこれらがどのような野外関係であったかはわからない。一方で岩体南部ではこれらの超苦鉄質岩は、変成堆積岩中にレンズ状に取り込まれている。これはかつての地質図では変成玄武岩として記されている (図6)。岩体北部に産する超苦鉄質変成岩の起源として、岩体南部で見られるようにヴォイラヴァ層群中にレンズ状に産する超苦鉄質岩、あるいは岩体北東部に見られる超苦鉄質-苦鉄質貫入岩体起源であると考えられる。ヴォイラヴァ層群中に見られる超苦鉄質岩および岩体北東部に産する超苦鉄質-苦鉄質貫入岩体に関して地球化学的研究はまだ報告されていない。岩体北部の超苦鉄質-苦鉄質貫入岩体に産するハンレイ岩について、U-Pb ジルコン法に基づいて約 800 Ma の年代が報告されている (Tucker et al., 2011a)。同時期の超苦鉄質-苦鉄質岩は、イトゥルモ岩体およびツァラタナナ岩体で報告されている (McMillan et al., 2003; Bybee et al., 2010)。これらの超苦鉄質変成岩の原岩および形成場の絞り込みは難しいが、少なくとも海洋底起源である超苦鉄質岩起源である可能性は低いと考えられる。

苦鉄質変成岩

図 41 は苦鉄質変成岩の微量元素比 Nb/La に対する Th/La をプロットした図である。マスラ岩体に産する角閃岩は、N-MORB の組成に近い組成を示すものと、MORB よりも高い Th/La を示し、島弧玄武岩示す範囲を示すものの 2 種類があることがわかる。一方でアンタナナリボ岩体に産する角閃岩は、MORB よりも高い Th/La を示し、島弧玄武岩の示す組成範囲を示す。コンドライトで規格化した希土類元素パターンと、始原的マントルで規格化した微量元素パターンの結果と併せると、これらの角閃岩のうちマスラ岩体に産する N-MORB に近い組成を示すものは、N-MORB 起源であると考えられる。一方でそれ以外の角閃岩はすべて島弧玄武岩起源であると考えられる。Rb および K などのアルカリ元素が富むのは、海洋底における熱水変質作用による

(Kelley et al. 2003) ものと思われる。Pb の正の異常および Nb-Ta や Ti の負の異常は島弧玄武岩に特徴的に見られる (例えば, Pearce and Stern, 2006).

中性変成岩

マスラ岩体に産する中性変成岩の希土類元素パターンは始原的大陸弧安山岩 (Keleman et al., 2003) のパターンと類似する特徴を示す (図 34). アンタナナリボ岩体に産する中性変成岩の希土類元素パターンは, 大陸内に産するカリウムおよびアルカリに富むアルカリ玄武岩, 粗面安山岩に特徴的に見られる. ここではアメリカ西部シエラネバダに産する玄武岩質安山岩, 粗面安山岩, 粗面玄武岩質安山岩 (Farmer et al., 2002) との比較を行なっている. 始原的マントルで規格化した微量元素パターンについて, マスラ岩体に産する中性変成岩は始原的大陸弧安山岩に, またアンタナナリボ岩体に産する中性変成岩はそれぞれ大陸内粗面安山岩に類似する特徴を示す. 両岩体において異なる成因を持つ中性変成岩が存在していると考えられる.

Goodenough et al. (2010) はベツィミサラカ岩体北部に産する花崗岩質岩とハンレイ岩の地球化学的研究を行なっている. 彼女らは地球化学的特徴に基づき, これらの岩石はリソスフェアマントルの部分溶融により形成したものと考えられている. アンタナナリボ岩体に産する中性変成岩の希土類元素パターンは Goodenough et al. (2010) により報告されているハンレイ岩のパターンとよく一致する. ベツィミサラカ岩体南部においても, リソスフェアマントルの部分溶融によりこれらの粗面安山岩が生成したものと考えられる.

変成花崗岩類

マスラ岩体

変成トロニウム岩

マスラ岩体北部に産する変成トロニウム岩は典型的な太古代 TTG の地球化学的特徴を示す. その特徴は, SiO_2 が 70 wt.% の時に Al_2O_3 は 15 wt.% 以上を示し, 低い CaO (<2.64 wt.%), 高い Na_2O (>4.83 wt.%), 低い K_2O (<2.86 wt.%), 低い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (<0.5, MI515-3 は除く) および低い Y 含有量を示す (<10.9 ppm) (Martin, 1994; Martin et al., 2005; Moyen, 2009; Moyen and Martin, 2012). 低カリウムソレイト質玄武岩の部分溶融実験により, トーナル岩からトロニウム岩質メルトが生成され, ザクロ石角閃岩またはエクロジャイトの鉱物組み合わせを持つ溶け残り岩が生成されることが明らかとなっている (Rapp et al., 1991; Rapp and Watson, 1995; Clemens et al., 2006). Eu 異常および Sr 異常が見られないことから, このトロニウム岩は斜長石の安定領域よりも高い圧力条件にて部分溶融により生成したものと考えられる. 同様に高い Sr 含有量 (563 ppm) および低い Y 含有量 (4.59 ppm) かつ高い Sr/Y 比は斜長石が溶け残り相で安定ではなかったことを意味していると考えられる. さらに変成トロニウム岩は重希土類元素と比較して軽希土類元素に富み, 高い $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$ (127) と低い Yb_{CN} (1.7)

(図 43) を示す。これは溶け残り相でザクロ石が安定であると考えられる (例えば, Martin, 1994)。

変成トロニウム岩は始原的マントルで規格化した場合に Nb-Ta の強い負異常および Ti の負異常を示す (図 35)。これはルチルが溶け残り相で安定であることを意味する。マスラ岩体に産する変成トロニウム岩のこのような典型的な太古代 TTG と類似した地球化学的特徴は、これらの変成トロニウム岩が含水玄武岩質岩の部分溶融により生成したものと考えられる。太古代 TTG の形成場は未だ議論の余地があると考えられるが、太古代 TTG と太古代 TTG の起源物質と考えられる苦鉄質岩の野外関係は成因を検討する上で重要であると考えられる (例えば, Clemens et al., 2006; Huang et al., 2013)。マダガスカル共和国中央東部では変成トロニウム岩は角閃岩を伴って産しており、変成トロニウム岩は角閃岩を明瞭に切る産状を示す (図 8a および 8b)。主要元素および微量元素に基づいて、角閃岩の原岩はカリウムに乏しいソレライト質玄武岩であると考えられる。さらに Th/La 比および Nb/La 比に基づく角閃岩の起源の検討結果から、角閃岩は島弧玄武岩起源であると考えられる (図 41)。野外産状および地球化学的特徴から、島弧玄武岩または高度変成作用を被った島弧玄武岩が、これらの変成トロニウム岩の起源物質であった可能性が考えられる。

そこで地球化学的モデル計算により変成トロニウム岩の成因の検討を行なった。計算により求められた鉱物組み合わせは島弧玄武岩組成および N-MORB 組成を用いた場合でそれぞれ異なっている (図 44a および 44b)。ソリダスは N-MORB 組成よりも島弧玄武岩組成の方が低くなる。ザクロ石の安定領域はほとんど同じであるが、斜長石の安定領域は N-MORB 組成よりも島弧玄武岩組成の方が高圧側に拡張される。ルチルの安定領域は島弧玄武岩組成の方が高圧条件である。したがって部分溶融メルトは N-MORB 組成よりも島弧玄武岩組成の方が低温高圧条件にて生成される。

8 kbar では、計算により求められた N-MORB 組成の苦鉄質岩起源の部分溶融メルトの微量元素組成は実際のトロニウム岩の微量元素組成と大きく異なっている (図 45a および 45b)。16 kbar, 20 kbar, 24 kbar とより高圧条件では溶け残り相としてエクロジャイトが生成する。その条件では、部分溶融メルトの微量元素組成は重希土類元素については実際のトロニウム岩のものと類似するが、特に Th や軽希土類元素については大きく異なる。8 kbar では島弧玄武岩組成の苦鉄質岩起源の部分溶融メルトの微量元素組成は軽希土類元素について実際のトロニウム岩の微量元素組成と大きく異なっている。高圧条件になるにつれて、特に 16 kbar 以上では計算により求められた部分溶融メルトの微量元素組成は実際のトロニウム岩のものとほとんど完全に一致する。したがって、トロニウム岩質メルトが苦鉄質岩の部分溶融に生成する部分溶融の条件は 16 kbar 以上の高圧条件であったと考えられる。

太古代 TTG の成因については玄武岩の部分溶融による様々な成因と形成場が議論されている。その玄武岩の起源として、(1) 海嶺起源の沈み込んだ海洋地殻 (例えば, Martin, 1986, 1994, 1999; Drummond and Defant, 1990; Rapp and Watson, 1995; Foley et al., 2002; Rapp et al., 2003; Martin et al., 2005; Moyen et al., 2007; Benn and

Moyen, 2008; Rollinson, 2010; Tappe et al., 2011), (2) 海台地殻 (例えば, Smithies, 2000; Whalen et al., 2002; Condie, 2005; Bédard, 2006; Nair and Chacko, 2008), (3) 海洋性島弧下部地殻 (例えば, Rapp et al., 2003; Hoffman et al., 2011; Adam et al., 2012; Mohan et al., 2012, 2013; Nagel et al., 2012; Huang et al., 2013) が考えられている. 上述のように, マスラ岩体に産する変成トロニウム岩の原岩と考えられるトロニウム岩の起源物質は, 島弧玄武岩組成の苦鉄質岩であると考えられる. 起源物質の部分溶融時の圧力が 16 kbar 以上の高圧条件であることを考慮すると, 次の3つの異なる形成場が考えられる. 1つは, 島弧の沈み込みと沈み込んだ島弧玄武岩質値地殻の部分溶融である. 2つ目は, 大陸弧の下部地殻の部分溶融である. そして最後に3つ目は, 沈み込んだ海洋地殻にスラブ堆積物が付け加わることである. TTG マグマは沈み込んだ海洋地殻の部分溶融メルトがマントル上昇時に同化することで高い Mg 値, Ni, Cr 含有量を示すと考えられている (Martin, 1999; Rapp et al., 1999; Martin et al., 2005; Steenfelt et al., 2005). マスラ岩体に産する変成トロニウム岩は低い Mg 値を示し, それは角閃岩の脱水溶融実験により求められたメルトの組成範囲内である (Rapp et al., 1999). また低い Ni 含有量を示す. これらからトロニウム岩は島弧下部地殻深部にて生成したものと考えられる. これらの特徴は TTG マグマとマントルカンラン岩との相互作用の欠如として考えられている (Rapp et al., 1999; Smithies, 2000; Condie, 2005; Martin et al., 2005). さらにマダガスカル共和国中央東部にて島弧の沈み込むテクトニクスは報告されていない. トロニウム岩は沈み込んだ海洋地殻の部分溶融により生成されたのではなく, 島弧下部地殻の部分溶融により生成した可能性が高い.

珪長質片麻岩

変成トロニウム岩とは対照的にマスラ岩体北部に産する珪長質片麻岩は異なる化学組成を示す. Eu の負異常および Sr の負異常から, 斜長石が安定な領域で部分溶融が起こったと考えられる (図 35). また同様に低い Sr 含有量 (317 ppm) と高い Y 含有量 (31.5 ppm) かつ低い Sr/Y 比 (=10.1) から, 斜長石は溶け残り相において安定であったと考えられる. さらにこの珪長質片麻岩は軽希土類元素のやや富んでおり, 低い Yb_{CN} (= 2.4) および La/Yb_{CN} (=23) を示す. これらのことからザクロ石は溶け残り相において安定ではなかったと考えられる. この珪長質片麻岩と変成トロニウム岩との関係は分からず, また変成岩原岩の火成活動年代も明らかとなっていない. しかしながら, 太古代 TTG の火成活動と同時期にこのような特徴を示す珪長質片麻岩は北部アントンジル岩体にて報告されていることから, トロニウム岩と同時期に起こった火成活動である可能性が考えられる. 地殻アナテクシスが考えられうる成因である.

アントナナリボ岩体

低 K_2O/Na_2O 比トータル岩質片麻岩

図 43 においてカルシックな領域にプロットされ、1 試料を除いてマグネシウムに富む領域にプロットされる。Sr/Y-Y プロットでは、2 試料は TTG の領域に 1 試料は島弧花崗岩の領域にプロットされる。Nb-Y および Rb-(Y+Nb) のプロット (Pearce et al., 1984) では、島弧花崗岩および衝突帯花崗岩の領域にプロットされる。顕著な Eu の正異常および Sr の正異常が見られる (図 35) ことから、部分熔融後にメルトが抜けて斜長石が集積した集積岩であると考えられる。また同様に高い Sr 含有量 (294-540 ppm) と低い Y 含有量 (2.2-26.4 ppm) かつ高い Sr/Y 比 (61.7-62.4) から、部分熔融時の条件はザクロ石が安定な条件であったと考えられる。沈み込み帯において島弧下部地殻が部分熔融し、メルトが抜けた後に斜長石が集積した集積岩であると考えられる。

高 K₂O/Na₂O 比花崗岩質片麻岩

アルカリ-カルシックの領域にプロットされ、マグネシウムに富む特徴から鉄に富む特徴まで幅広い組成範囲を示す (図 43)。Sr/Y-Y プロットおよび La/Yb-Yb プロットでは島弧花崗岩の領域にプロットされる。Nb-Y プロットおよび Rb-(Y+Nb) プロットでは火山弧花崗岩および衝突帯花崗岩、プレート内花崗岩の領域にプロットされる (図 43)。分化した希土類元素パターンを示し、明瞭な Eu の異常が見られない (図 35)。

変成花崗岩質岩

ややアルカリに富んでおり、また鉄に富む特徴を示す (図 43)。Sr/Y-Y のプロットでは島弧花崗岩の領域にプロットされる。Nb-Y および Rb-(Y+Nb) のプロットでは火山弧花崗岩および衝突帯花崗岩からプレート内花崗岩の領域にプロットされる (図 43)。

ベツィミサラカ岩体

石英長石質片麻岩

カルシック-アルカリの領域にプロットされ、鉄に富む特徴を示す (図 43)。Sr/Y-Y プロットでは島弧花崗岩の領域にプロットされる。Nb-Y および Rb-(Y+Nb) のプロットでは火山弧花崗岩および衝突帯花崗岩の領域にプロットされる (図 43)。

花崗岩

マスラ岩体

トーナル岩-トロニエム岩

カルシックの領域にプロットされ、マグネシウムに富む特徴を示す (図 43)。Sr/Y-Y プロットおよび La/Yb-Yb プロットでは TTG の領域にプロットされる。Nb-Y プロットおよび Rb-(Y+Nb) プロットでは火山弧

花崗岩および衝突帯花崗岩の領域にプロットされる (図 43).

花崗岩

カルシックからカルク-アルカリック, アルカリ-カルシック, アルカリックの幅広い領域にプロットされる. マグネシウムに富むが, 一部鉄に富む特徴を示すものもある (図 43). Sr/Y-Y プロットでは島弧花崗岩の領域にプロットされる. Nb-Y プロットおよび Rb-(Y+Nb) プロットではプレート内花崗岩の領域にプロットされる.

アンタナナリボ岩体

花崗岩

カルシックの領域にプロットされ, 鉄に富む特徴を示す (図 43). Sr/Y-Y プロットでは TTG と島弧花崗岩の両方が重なる領域にプロットされる. Nb-Y プロットおよび Rb-(Y+Nb) プロットでは火山弧花崗岩および衝突帯花崗岩, プレート内花崗岩の領域にプロットされる.

ベツィミサラカ岩体

花崗岩

カルク-アルカリックからアルカリ-カルシックの領域にプロットされ, 鉄に富む特徴を示す (図 43). Sr/Y-Y プロットでは島弧花崗岩の領域にプロットされる. Nb-Y プロットおよび Rb-(Y+Nb) プロットでは火山弧花崗岩および衝突帯花崗岩の領域にプロットされる.

太古代 TTG の意義

前述のようにマサラ岩体に産する変成トロニウム岩は太古代 TTG 組成を示し、その成因は島弧下部地殻の高圧条件時 (>16 kbar) の部分溶融により生成したものと考えられる. 図 46 はマサラ岩体と同時期に活動したと思われるマサラ岩体北部のアントンジル岩体, インドの西ダルワールクラトンに産する変成花崗岩質岩の希土類元素パターンを示している. マサラ岩体とアントンジル岩体に産する変成花崗岩質岩の希土類元素パターンはよく類似していることがわかる (図 46a). 西ダルワールクラトンに産する同時期の変成花崗岩質岩の希土類元素パターン (Charan et al., 2009; Naqvi et al., 2009) は少なくとも 2 種類に分けられるものと考えられる (図 46b および c). Naqvi et al. (2009) の報告している変成花崗岩質岩の希土類元素パターンはマサラ岩体の変成トロニウム岩よりも希土類元素含有量は少ないが, 軽希土類元素に富み, 重希土類元素に乏しいパターンを示し, そのパターンは類似している (図 46b). 一方で, Charan et al. (2009) の報告している変成花崗岩質岩の希土類

元素パターンはマサラ岩体の変成トロニウム岩と比較して、希土類元素含有量はほとんど同じであるが、やや軽希土類元素に乏しく、重希土類元素に富んでいる点で異なっている (図 46c).

Kunugiza et al. (1996) では西ダルワールクラトンに産するグリーンストーンについて地質学的、岩石学的、地球化学的検討を行なっている. 彼らはグリーンストーンとその周囲にある TTG が海溝近傍での付加作用によって形成したと説明しており、TTG は沈み込んだ海洋地殻の部分溶融によって生成したと考えている. また Charan et al. (2009) は西ダルワールクラトンに産する TTG と TTG にエンクレープとして含まれる角閃岩の地球化学的特徴に基づき、中央海嶺玄武岩タイプの含水玄武岩の部分溶融により TTG が生成したものと考えている. Naqvi et al. (2009) は同様に西ダルワールクラトンに産する TTG の地球化学的特徴を報告しており、ブルームに取り込まれた沈み込んだ海洋地殻の部分溶融により TTG が生成したものと考えている. 彼らはまたこれらの TTG の形成場として深度の浅い沈み込み帯を想定している. Jayananda et al. (2008, 2013a) は西ダルワールクラトン内のグリーンストーン帯に産するコマチアイトに注目し、その地球化学的特徴を明らかにし、成因と形成場の検討を行なっている. 彼らはブルームと島弧の共存するモデルを検討しており、ブルーム起源の海台、および複数の海台の間に挟まれた海洋地殻の沈み込んだ沈み込み帯、をコマチアイトの形成場として想定しており、コマチアイト周囲に産する TTG は沈み込んだ海洋地殻の部分溶融により生成したものと考えている. 前述のようにマサラ岩体およびアントンジル岩体に産する TTG はその成因として下部地殻を構成する角閃岩の部分溶融により生成した可能性が高いと考えられる. これまでのところマダガスカルとインドに産する TTG について異なる成因が考えられうる点については説明することができないため、今後さらに地球化学的データを増やし検討する必要があると考えられる.

太古代低 K_2O/Na_2O トーナル岩質片麻岩の意義

アンタナナリボ岩体に産する低 K_2O/Na_2O トーナル岩質片麻岩は地質図によるとヴォンドロゾ層群に位置する. 周辺地域により若い年代を示す岩石は露出していない. したがってこの低 K_2O/Na_2O を示す岩石は太古代のヴォンドロゾ層群に相当する岩石, あるいはヴォンドロゾ層群に地域的に貫入したベツィボカ深成岩体であると考えられる. これまでアンタナナリボ岩体西部にて報告されているこれらの岩石の地球化学的特徴 (図 47a, b および c) と比較すると、低 K_2O/Na_2O トーナル岩質片麻岩の希土類元素パターンはベツィボカ深成岩体の 1 種である変成花崗閃緑岩のパターン (Macey et al., 2009) とよく類似している (図 47c). これらの岩石から年代測定は行なわれていないため、火成活動年代はわからない. 同時期あるいはもう少し古い異なる火成活動年代を示すかはわからないが、少なくともアンタナナリボ岩体には 2 種類以上の異なる成因を持つ太古代の花崗岩質岩が産するものと考えられる.

図 47d は最近 Peucat et al. (2013) により報告されたインドの中央ダルワールクラトンにあたる BR Hills にて報告されている変成花崗岩質岩の希土類元素パターンである。この希土類元素パターンはアンタナナリボ岩体の低 K_2O/Na_2O トーナル岩質片麻岩の希土類元素パターンと類似したパターンを示している。BR Hills では約 33 億年前の変成花崗岩質岩ともに太古代よりやや古い約 26 億年前のチャーノカイトが産することが報告されている。Peucat et al. (2013) らはこれらの年代学的特徴、地球化学的特徴に基づき、これまで東-西に分けて考えられていたダルワールクラトンの中央部 (中央ダルワールクラトン) はやや古い西ダルワールクラトン起源の岩石とやや若い東ダルワールクラトン起源の岩石とがともに産する遷移地域である可能性を指摘した。本研究の結果、マダガスカルにおいても、異なる太古代の年代を示すマスラ岩体とアンタナナリボ岩体との間に、年代の遷移する地域が存在する可能性が高い。アンタナナリボ岩体が東アフリカ大陸起源か、あるいはインド大陸起源であるかを検討する上で、1 つの重要な判断材料になると考えられる

原生代後期花崗岩質岩の意義

マスラ岩体およびアンタナナリボ岩体にはほぼ同時期の原生代後期花崗岩質岩の存在が明らかとなった。このような約 7-8 億年前の火成活動年代はマダガスカル共和国中央部で広域的に見られ、沈み込み帯における大陸弧火成活動に起因する約 7.2-8.4 億年前の火成活動とみなされている (例えば, Kröner et al., 2000)。本研究での年代と全岩化学組成の結果もそれを支持する。このような約 7-8 億年前の火成活動はインド側のダルワールクラトンには認められず、その南側に位置していたと考えられる東南極セル・ロンダーネ山地から報告されており、ゴンドワナ超大陸集合以前の海洋プレートの沈み込みによるものと解釈されている (Nakano et al., 2013)。また最近 Moine et al. (2014) はマダガスカル共和国中央部に産するこれらの火成活動起源の火成岩の周囲に産し、接触変成作用を被ったとされる変成堆積岩の記載岩石学のおよび年代学的特徴に基づき、この火成活動が大陸弧火成活動であるとみなしている。これらを考慮すると、約 7-8 億年前の火成活動は、海洋プレートの沈み込みによる大陸弧火成活動である可能性が高い。

原生代後期アルカリ岩の意義

アンタナナリボ岩体およびベツィミサラカ岩体との境界地域およびベツィミサラカ岩体において特徴的な化学組成を持つアルカリ岩 (中性変成岩) が見つかった。これは先に述べたようにリソスフェアマントルの部分溶融メルトであると考えられる。このような岩石はすでに大陸地域であった部分が伸展テクトニクスにより地殻が薄化していくことにより形成すると考えられている (例えば, Goodenough et al., 2010)。図 48 は先行研

究によるハンレイ岩と本研究による中性変成岩の希土類元素パターンを比較した図である。この図を見ると両者は非常に類維持したパターンを示すことがわかる。アンタナナリボ岩体とベツィミサラカ岩体の両方にこれらの岩石が産しているということは、このアルカリ中性岩がいずれの岩体に貫入するより以前にすでに2つの地質体が融合していた可能性が高いと考えられる。

まとめ

マダガスカル共和国中央東部に産する変成岩と火成岩について地球化学的特徴を明らかにした。マスラ岩体に産する超苦鉄質変成岩はレルゾライト、輝岩およびウェブステライト起源であると考えられる。苦鉄質変成岩は MORB および島弧玄武岩起源であると考えられる。中性変成岩はカルクアルカリ岩系の安山岩であり、大陸縁辺部における沈み込みによる火成活動によって生成した大陸弧の一部であると考えられる。変成花崗岩類は地球化学的特徴と岩石組織に基づき、変成トロニウム岩および珪長質片麻岩に区分される。変成トロニウム岩の地球化学的特徴は典型的な太古代 TTG の特徴を示す。地球化学的モデル計算結果によると、変成トロニウム岩の微量元素パターンは島弧玄武岩質組成の苦鉄質岩の部分溶融によって説明できる。部分溶融の条件は約 16 kbar 以上の高压条件が必要条件である。マスラ岩体に産する珪長質片麻岩は地球化学的にさらに2種類に区分される。1つは地殻アナテクシスによる成因のものと、もう1つは大陸縁辺部における沈み込みによる火成活動によって生成したものである。

アンタナナリボ岩体に産する苦鉄質変成岩は島弧玄武岩起源である。中性変成岩は大陸内リフト形成時に生成したアルカリ安山岩である。変成花崗岩類は地球化学的特徴と岩石組織に基づき、高 K_2O/Na_2O 比を示す花崗岩質片麻岩、低 K_2O/Na_2O 比を示すトーナル岩質片麻岩、および変成花崗岩質岩である。高 K_2O/Na_2O 比を示す花崗岩質片麻岩は、火山弧起源の花崗岩質岩起源である。低 K_2O/Na_2O を示すトーナル岩質片麻岩は、メルトの枯渇した地殻アナテクシス起源の岩石である。

ベツィミサラカ岩体に産する中性変成岩はアンタナナリボ岩体に産するものと類似した地球化学的特徴を示し、大陸内リフト形成時に生成したアルカリ安山岩である。

以上の地球化学的結果より、マスラ岩体に産する変成花崗岩類は北部アントンジル岩体に産するものと類似した地球化学的特徴を示す。これらはインド南部西ダルワールクラトンで報告されている太古代中期-前期花崗岩質岩と類似することから、太古代中期-前期においてマダガスカル東部はインド南部と類似する大陸地殻形成と進化プロセスを被ったと考えられる。アンタナナリボ岩体に産する変成花崗岩類のうち、低 K_2O/Na_2O 比を示すトーナル岩質片麻岩の地球化学的特徴は、インド南部東西ダルワールクラトンの境界、または中央ダルワールクラトンに産するグラニュライトの示す地球化学的特徴と類似する。またマスラ岩体に産する原生代

後期の火成活動年代と考えられる変成花崗岩類と中性変成岩は、沈み込み帯における火成活動を示唆する。同時期に火成活動を被ったと考えられる変成花崗岩類はアンタナナリボ岩体やベツィミサラカ岩体にも見られる。しかしながら、少なくとも地球化学的特徴に基づくとこれらは区別される。アンタナナリボ岩体およびベツィミサラカ岩体に産するアルカリ安山岩はこの時期に既にアンタナナリボ岩体とベツィミサラカ岩体が縫合していた可能性を示すものと考えられ、これらが大陸内リフト形成を被った可能性が高いものと考えられる。

第6章 年代学的特徴

先行研究

マダガスカル共和国における太古代および原生代の地質体に産する変成岩および火成岩の年代学的研究によりいくつかの重要な点が明らかとなった。(1) マスラ岩体南西部においてミグマタイト化した変成花崗閃緑岩について SHRIMP U-Pb ジルコン法により約 3300 Ma の火成活動年代が報告されている (Tucker et al., 2011a). また岩体南部には約 800 Ma のトロニウム岩が貫入している (Smith et al., 2008c). マスラ岩体には年代の異なる変成堆積岩が少量産しており、一方は、年代測定は行なわれていないが、太古代の堆積年代と考えられており、もう一方は産する珪岩について SHRIMP U-Pb 法による碎屑性ジルコンの年代測定から後背地の年代範囲は 2770-1840 Ma が報告されており、少なくとも約 18 億年前に堆積したと考えられている (De Waele et al. 2011). 変成年代は約 520-510 Ma の変成年代が変成花崗岩質岩中のジルコンについて LA-ICP-MS U-Pb 法に基づき報告されている (Smith et al., 2008c). 太古代の変成年代は報告されていない。(2) アンタナナリボ岩体は、約 2550-2490 Ma の火成活動年代を示す変成花崗岩類から構成される (Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000). 変成堆積岩についての碎屑性ジルコンの年代測定についてはあまり詳しく検討されていないが、約 2550-2490 Ma の変成花崗岩類との野外における貫入関係から少なくとも太古代後期であると考えられている。変成年代は SHRIMP あるいは LA-ICP-MS U-Pb ジルコン法により約 25 億年前 (Tucker et al., 2011a) および約 5.5-5.2 億年前 (Kröner et al., 2000; Raharimahefa and Kusky, 2010; Jöns and Schenk, 2011; Tucker et al., 2011a), EPMA U-Th-Pb モナズ石法により約 5.5-4.3 億年前 (Martelat et al., 2000; Grégoire et al., 2009; Giese et al., 2011; Jöns and Schenk, 2011) の年代が報告されている。(3) ベツィミサラカ岩体は変成堆積岩の碎屑性ジルコン年代測定により、2つの異なる結果が報告されており、約 8 億年前の若い堆積年代と、約 16-8 億年前の少し古い堆積年代が検討されている。また、(4) 約 8-7 億年前 (Tucker et al., 1999, 2011a, b; Kröner et al., 2000; Raharimahefa and Kusky, 2010), 約 6.3 億年前 (Paquette and Nédélec, 1998; Kröner et al., 1999a, b; Tucker et al., 1999; Smith et al., 2008a), 約 5.5-5.2 億年前 (Kröner et al., 1996, 1999b, 2000; Tucker et al., 1999, 2007; Meert et al., 2001; Goodenough et al., 2010; Raharimahefa and Kusky, 2010) の火成活動年代を示す岩石によって貫入されている。このような結果を踏まえて、マスラ岩体およびアンタナナリボ岩体の太古代から原生代の地殻形成および進化プ

ロセスを検討するために重要な変成岩原岩の形成年代を検討するために、第5章にて見いだした地球学的特徴、特に主な構成岩石種である変成花崗岩類について、数種類の異なる地球化学的特徴を示すものについて年代測定を行なった。

分析手法

LA-ICP-MS ジルコン U-Pb 年代測定

年代測定に用いた岩石試料はマサラ岩体に産する変成トロニウム岩 (MG08101232) および変成堆積岩 (MG07072322), またアンタナナリボ岩体に産する4種類の変成花崗岩類 (MG07072010, MG07072116, MG07072201, MG07072502), 中性変成岩 (MG07072102), 変成堆積岩 (MG07072003) である。岩石試料を粉碎し、重液を用いてジルコン粒子を分離した。ジルコン粒子は実体顕微鏡下にて確認しながら1粒ずつピンセットにて採取した。その後粘着テープにて貼付け、エポキシ樹脂に埋め込み、ジルコン粒子がほぼ半分くらいの厚さになるまで研磨した。ジルコン粒子は透過顕微鏡と反射顕微鏡にて画像撮影を行った。またジルコンの内部組織を検討するため、国立極地研究所に設置の走査型電子顕微鏡およびカソードルミネッセンス (CL) 画像撮影を行なった。

レーザーアブレーション ICP 質量分析法 (LA-ICP-MS) によるジルコン粒子の U-Pb 同位体組成分析は、九州大学に設置の ICP-MS (Agilent 7500cx) を用い、試料導入には波長 213 nm の Nd-YAG レーザーシステム (New Wave Research UP-213) を用いた。装置のセッティングおよび詳細な分析手順は Adachi et al. (2012) に従った。スポットサイズは 30-45 μm の範囲の大きさを用了。年代結果の計算とコンコーディア図へのプロットは ISOPLLOT/Ex 3.0 ソフトウェア (Ludwig, 2003) を用いた。測定を行なった代表的なジルコン粒子とその結果を図 49 および図 50、付録の表 21-27 にそれぞれ示す。また年代測定結果のまとめを付録の表 28 に示す。

LA-ICP-MS ジルコン U-Pb 年代測定結果

マサラ岩体

変成トロニウム岩 (MG08101232)

この変成トロニウム岩は岩体北部アンボディラファ地域西部から採取した岩石である (20°30'41.0"S, 48°7'35.8"E)。変成トロニウム岩中のジルコン粒子は主に角柱状であり自形から半自形を示し、その大きさは 100-200 μm であり、長さ:幅の比は 2:1 から 3:1 である (図 49a)。いくつかの粒子は丸みを帯びている。CL 像

にて観察されるジルコン粒子は2タイプに分類することができる。1つ目は明るい累帯構造の見られるCLコアを示し、暗いCLリムに囲まれるタイプである。2つ目は累帯構造を示す暗いCLコアが見られるタイプである。いくつかの粒子には累帯構造の見られる明るいCLリム、これはLA-ICP-MSでは分析不可能なほど薄く成長したリムが見られるものもある。18粒子について19スポットの分析を行なった結果、2つを除くすべてが10%以上のディスコードナントな結果であった。2スポットからコンコードナントな年代が得られ、それらの $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代はそれぞれ $3264 \pm 56 \text{ Ma}$ および $3274 \pm 61 \text{ Ma}$ であった。1つのリムおよび13のコア合わせて14スポットの分析結果を用いてインターセプト年代を算出した。インターセプトの上部年代は $3277 \pm 49 \text{ Ma}$ であり、下部年代は $568 \pm 210 \text{ Ma}$ であった (MSWD = 80, 図 50a)。リムおよび50%以上ディスコードナントなコアの2スポット分析結果を除いてインターセプト年代を算出すると、インターセプトの上部年代は $3318 +63/-64 \text{ Ma}$ となり、下部年代は $918 \pm 320 \text{ Ma}$ となる (MSWD = 30)。またTh/U比は0.02-0.95の範囲を示す。明るいCLコアが見られるスポットから高いTh/U比 (0.42-0.95) が得られ、特に50%以上の高いディスコードナントな年代が得られたスポットから非常に低いTh/U比 (0.02-0.08) が得られた。

変成堆積岩 (MG07072322)

この変成堆積岩は岩体南部ヴォイラバ地域から採取した岩石である ($21^{\circ}4'12.1''\text{S}$, $48^{\circ}0'15.2''\text{E}$)。変成堆積岩中のジルコン粒子は主に角柱状であり自形から半自形を示し、その大きさは100-150 μm であり、長さ:幅の比は2:1 から 3:1 である (図 49b)。いくつかの粒子は丸みを帯びている。明るい累帯構造の見られるCLコアを示し、いくつかの粒子には累帯構造を切るような顕著なリムが見られる。ほとんどのリムはLA-ICP-MSでは分析不可能なほど薄い。12粒子について12スポットの分析を行なった結果、1スポットについてコンコードナントな年代、4スポットについてほとんどコンコードナントな年代が得られた (図 50b)。しかしながらコンコーディアあるいはディスコーディアは定義することができず、意義ある年代値は得られなかった。Th/U比は0.32-0.96であった。

アンタナナリボ岩体

低 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比トーナル岩質片麻岩 (MG07072010)

このトーナル岩質片麻岩は岩体南部アンバートフツ地域東部にて採取した岩石である ($21^{\circ}46'37.5''\text{S}$, $47^{\circ}32'25.4''\text{E}$)。このトーナル岩質片麻岩中のジルコン粒子は主に角柱状であり自形から半自形を示し、その大きさは100-450 μm 、長さ:幅の比は2:1 から 4:1 である (図 49c)。いくつかの粒子は等方的である。また丸みを帯びている粒子も見られる。CL像にて観察されるジルコン粒子には累帯構造が発達する。明るいCLコアおよび暗いCLリムが見られる。12粒子について12スポットの分析を行なった結果、すべてディスコードナント

な結果が得られた (図 50c). すべての分析結果を用いてインターセプト年代を算出したところ、インターセプトの上部年代は 2744 ± 69 Ma, 下部年代は 1141 ± 390 Ma であった (MSWD = 5.8). また Th/U 比は 0.11-0.98 の範囲を示す. ほとんどのジルコン粒子の Th/U 比は 0.11-0.54 であり, 累帯の間隔の非常に狭いものについて特に高い Th/U 比が得られた (0.68 および 0.98).

高 K_2O/Na_2O 比花崗岩質片麻岩 (MG07072201)

この花崗岩質片麻岩はイファナディアナ地域西部にて採取した岩石である ($21^{\circ}16'45.8''S$, $47^{\circ}31'46.5''E$). 花崗岩質片麻岩中のジルコン粒子は主に角柱状であり自形から半自形を示し, その大きさは 130-360 μm , 長さ:幅の比は 2:1 から 3:1 である (図 49d). 丸みを帯びている粒子も見られる. ジルコン粒子の CL 像には顕著な累帯構造, セクター構造が見られる. 主に明るい CL コアおよびリムが見られるが, 暗い CL コアが見られるものもある. 9 粒子について 9 スポットの分析を行なった結果, 3 つのコンコダントな年代が得られ, それぞれの $^{206}Pb/^{238}U$ 年代は 769 ± 20 Ma, 768 ± 17 Ma, 764 ± 20 Ma であった (図 50d). すべての分析結果を用いて算出したコンコディア年代は 763.5 ± 8.3 Ma である (MSWD = 2.4, probability of concordance = 0.12). Th/U 比は 0.52-1.40 の範囲を示す.

高 K_2O/Na_2O 比花崗岩質片麻岩 (MG07072502)

この花崗岩質片麻岩は岩体北部ラノマファナ地域にて採取した岩石である ($21^{\circ}15'1.7''S$, $47^{\circ}26'27.1''E$). 花崗岩質片麻岩中のジルコン粒子は主に角柱状であり自形から半自形を示し, その大きさは 130-320 μm , 長さ:幅の比は 2:1 から 4:1 である. 丸みを帯びている粒子も見られる (図 49e). ジルコン粒子の CL 像には顕著な累帯構造が見られる. 明るい CL コアが見られるのが特徴である. 9 粒子について 9 スポットの分析を行なった結果, 5 スポットからコンコダントな年代が得られた. それらの $^{206}Pb/^{238}U$ 年代はそれぞれ 787 ± 19 Ma, 767 ± 20 Ma, 747 ± 18 Ma, 747 ± 18 Ma および 749 ± 20 Ma であった (図 50e). すべての分析結果を用いて算出したコンコディア年代は 758.2 ± 5.7 Ma である (MSWD = 1.9, probability of concordance = 0.17). Th/U 比は 0.76-1.37 の範囲を示す.

高 K_2O/Na_2O 比花崗岩質片麻岩 (MG07072116A)

この花崗岩質片麻岩はイファナディアナ地域南部にて採取した岩石である ($21^{\circ}34'0.8''S$, $47^{\circ}32'14.9''E$). 花崗岩質片麻岩中のジルコン粒子は自形から半自形を示し, その大きさは 120-500 μm , 長さ:幅の比は 1:1 から 4:1 である (図 49f). 分析したジルコン粒子のうち数粒子は等方的である. また丸みを帯びている粒子も見られる. CL 像にて観察されるジルコン粒子は 2 タイプに分類することができる. 1 つ目は明るい CL コアを示し, 暗

い CL リムに囲まれるタイプである。2つ目は暗い CL コアが見られるタイプである。これらの CL コアには累帯構造、セクター構造、帯状組織が発達する。20 粒子について 23 スポットの分析を行なった結果、3 つのコンコールドな年代が得られた。それらはそれぞれ 750 ± 17 Ma, 792 ± 19 Ma, 737 ± 18 Ma であった。すべての分析結果を用いてのインターセプト年代は算出できなかったが、得られた年代には系統的な特徴が見られ、大きく分けて 3 つの年代グループに区分することができる (図 50f)。1 つ目のグループは約 20-25 億年前の太古代後期-原生代前期の年代である。2 つ目のグループは約 7-8 億年前の年代である。最後の 3 つ目のグループは約 5.0-5.5 億年前の年代である。これらの年代グループと CL 像には対応関係が見られた。すなわち明るい CL コアを示すものが約 7-8 億年前の年代が得られたものに特徴的に見られ、暗い CL コアを示すものが約 20-25 億年前および約 5.0-5.5 億年前の年代が得られたものに見られた。これらの Th/U 比は 0.44-3.07 の範囲を示す。Th/U 比と年代との対応関係は見られなかった。

中性変成岩 (MG07072102)

この中性変成岩は岩体南部アンバートフツ地域北部にて採取した岩石である ($21^{\circ}38'57.6''\text{S}$, $47^{\circ}32'0.3''\text{E}$)。中性変成岩中のジルコン粒子は主に角柱状であり自形から半自形を示す。その大きさは $50\text{-}210\ \mu\text{m}$ であり、長さ: 幅の比は 2:1 から 7:1 まで及ぶほど細長く伸びた形状を示す (図 49g)。丸みを帯びている粒子も見られる。明るい CL コアが見られ、顕著な帯状組織がよく見られる。13 粒子について 13 スポットの分析を行なった結果、2 スポットからコンコールドな年代が得られた。それらの $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代はそれぞれ 550 ± 15 Ma および 568 ± 17 Ma である (図 50g)。もっともコンコールドな年代結果を用いて算出したコンコルディア年代は 548.2 ± 5.1 Ma である ($n=8$, $\text{MSWD}=10.6$, $\text{probability}=0.001$)。これはやや分散した年代であり、1 つの火成活動年代としてはやや十分ではないと考えられる。統計的に 548.2 ± 5.1 Ma の分布はバイモーダルであって、やや古い年代 555.4 ± 6.8 Ma ($n=5$, $\text{MSWD}=4.5$, $\text{probability}=0.033$) と若い年代に区別できると考えられる。Th/U 比は 0.21-2.82 まで幅広い範囲を示す。

年代結果の解釈とマダガスカルにおける意義

マスラ岩体北部に産する変成トロニウム岩 (MG08101232) 中の累帯構造を示すジルコンコアからインターセプト年代の上部年代として 3277 ± 49 Ma の年代が得られ、下部年代として 568 ± 210 Ma の年代が得られた。この岩石中のジルコン粒子の Th/U 比は高いディスコールドな年代を示した結果を除くと 0.42-0.95 である。一般的にマグマ中で結晶化したジルコン粒子は高い Th/U 比 (>0.1) を示し、変成流体中で再結晶したジルコン粒子の Th/U 比は低くなる (<0.01) と考えられている (Schaltegger et al., 1999; Hoskin and Black, 2000; Rubatto

and Gebauer, 2000; Rubatto et al., 2001; Rubatto, 2002; Hoskin and Schaltegger, 2003; Harley et al., 2007). ジルコン粒子の内部組織および高い Th/U 比から、これらのジルコン粒子は火成作用によって形成したものと考えられる。インターセプト年代の上部年代は2つのジルコン粒子から得られたコンコードントな年代と誤差範囲内で一致すること。したがって、得られた年代はトロニウム岩原岩の火成活動年代であると考えられる。インターセプト年代の下部年代は原生代後期の年代を示し、かつ低い Th/U 比 (0.02-0.08) を示す。これらのジルコン粒子は原生代後期の変成作用時に再結晶化を被ったジルコン粒子であると考えられる。やや高い MSWD 値は、ほとんどのジルコン粒子が原生代後期に鉛損失を被っているためと考えられる。Tucker et al. (2011a) によるとマスラ岩体西部に産するミグマタイト化した変成花崗閃緑岩より 3313 ± 8 Ma という年代が報告されている (図 51)。したがって本研究の結果はこれまで得られた年代と調和的である。

アンタナナリボ岩体に産する低 K_2O/Na_2O 比トータル岩質片麻岩 (MG07072010) 中の累帯構造を示すジルコンコアからインターセプト年代の上部年代として 2744 ± 69 Ma の年代が得られた。ジルコンの内部組織および高い Th/U 比 (0.11-0.98) から、この年代はトータル岩質片麻岩原岩の火成活動年代であると考えられる。これまでアンタナナリボ岩体から得られた最も古い火成年代を見ると、Kröner (2001) において SHRIMP U-Pb ジルコン法に基づき、トータル岩質片麻岩のジルコン粒子より 2730 ± 5 Ma の年代を報告している。また Kröner et al. (2000) は角閃石-黒雲母片麻岩中の外来ジルコン粒子より 2762 ± 8 Ma の年代を報告している。本研究の結果は、誤差を含めるとこれらの年代と一致する。2試料の高 K_2O/Na_2O 比花崗岩質片麻岩 (MG07072201 および MG07072502) 中のジルコン粒子から得られた年代は、それぞれ 763.5 ± 8.3 Ma および 758.2 ± 5.7 Ma である。ジルコン粒子の内部組織および高い Th/U 比から、これらの年代は高 K_2O/Na_2O 比花崗岩質片麻岩の原岩それぞれの火成活動年代であると考えられる。これらの火成活動年代は、マダガスカルの広範囲において報告されているイモロナイツィンドロ深成岩体の火成活動年代 (840-720 Ma) に相当する (Handke et al., 1999; Tucker et al., 1999, 2007, 2011a, b; Kröner et al., 2000; Smith et al., 2008c; Raharimahefa and Kusky 2010)。中性変成岩 (MG07072102) 中のジルコンコアからコンコーディア年代として 548.2 ± 5.1 Ma の年代が得られた。これは統計的には2つの異なる年代を含んでいる可能性が考えられる。したがって、この年代は中性変成岩原岩の火成活動年代の最も若い年代であると考えられる。これらの火成活動年代はアンバラバオ-マエバラノ深成岩体の火成活動年代 (570-520 Ma) に相当する (Kröner et al., 1996, 1999b, 2000; Tucker et al., 1999, 2007; Meert et al., 2001; Goodenough et al., 2010; Raharimahefa and Kusky, 2010)。

まとめ

マダガスカル共和国中央東部に産する変成花崗岩類について年代学的特徴を明らかにした。その結果、マス

ラ岩体に産する変成トロニウム岩からは $3277 \pm 49 \text{ Ma}$ の年代，アンタナナリボ岩体に産するトーナル岩質片麻岩からは $2744 \pm 69 \text{ Ma}$ の年代が得られた．アンタナナリボ岩体の 2 試料の花崗岩質片麻岩からはそれぞれ $763.5 \pm 8.3 \text{ Ma}$ および $758.2 \pm 5.7 \text{ Ma}$ ，中性変成岩からは $548.2 \pm 5.1 \text{ Ma}$ の年代が得られた．ジルコンの内部組織，Th/U 比，広域的な年代の対比からマダガスカル共和国東部に分布するアントンジル岩体-マスラ岩体では約 33-31 億年前に火成活動が起こっていたと考えられる．アンタナナリボ岩体東部には，約 27 億年前の火成活動が起こっており，それらの岩石は同岩体の下部地殻を構成していたものと考えられる．原生代後期になると，約 8.4-7.6 億年前の沈み込みあるいは大陸分裂に伴うマントルプルームによる火成活動が起こっていたと考えられる．

第7章 議論

ここではマダガスカル共和国中央東部において明らかとなった地殻進化過程についてまず述べ、その後太古代および原生代と時代を分けて、地殻の形成および進化プロセスについて周辺地域との比較から議論する。図 51 にマスラ岩体、アンタナナリボ岩体、ベツィミサラカ岩体についてのこれまでの年代研究結果をまとめた。また図 52 は U-Pb ジルコン法および U-Th-Pb モナズ石法による変成年代の結果とその分布を示しており、図 53 はゴンドワナ大陸衝突融合に伴う変成作用の変成条件の分布を示している。図 54 はそれらに基づき検討したマダガスカル共和国中央東部の地殻進化プロセスのモデルであり、図 55 はマダガスカル共和国とインドの復元図である。

マダガスカル共和国中央東部の地殻進化過程

マダガスカル共和国中央東部に産する変成岩について地質学的、地球化学的および年代学的特徴を明らかにした結果、マスラ岩体は、1) 約 33 億年前のトロニウム岩および約 8.4-7.8 億年前のトロニウム岩の火成作用、2) 太古代中期および約 18 億年前の堆積作用、3) 約 5.2-5.1 億年前の変成作用にて特徴付けられる (図 51 および図 52)。一方でアンタナナリボ岩体は、1) 約 27 億年前および約 25 億年前の火成作用、2) 約 25 億年前、約 6 億年前および約 5.5-4.9 億年前の変成作用、3) 太古代および原生代後期の堆積作用にて特徴付けられる。ベツィミサラカ岩体は 1) 約 8 億年前の堆積作用、2) 約 5.5-5.0 億年前の変成作用にて特徴付けられる。これらの地質体は間欠的に約 7-8 億年前、約 6 億年前、約 5.5-5.2 億年前の火成作用を被る。地球化学的特徴に基づく成因の検討の結果、マスラ岩体の約 33 億年前のトロニウム岩は厚くなった島弧下部地殻の部分溶融により生成したと考えられる。類似した地球化学的特徴を持つ TTG は北部のアントンジル岩体、インド南部西ダルワールクラトンにおいても報告されている (図 46; Charan et al., 2009; Naqvi et al., 2009; Schofield et al., 2010)。アンタナナリボ岩体の約 27 億年前の火成作用は大規模な地殻の再変動と部分溶融によって生成した珪長質沈積岩である。これは岩体西部においても Macey et al. (2009) によって類似した特徴をもつ岩石が報告されている (図 47)。また約 26 億年前の火成活動年代を示すダルワールクラトン中央部に産する変成花崗岩質岩からも類似する特徴をもつ岩石が報告されている (Peucat et al., 2013)。原生代後期約 7-8 億年前の火成活動の成因は議論の余地がある。沈み込み、あるいは大陸分裂、あるいはプルーム活動による成因が考えられているが (Handke et al., 1999; Kröner et al., 2000; McMillan et al., 2003; Bybee et al., 2010; Tucker et al., 2011)、地球化学的にこれらの成因を制約することは難しい。約 5.5 億年前のアルカリ中性岩は大陸内部におけるマントル起源の火成活動による成因が考えられる。

太古代大陸地殻の形成と進化

東アフリカ造山帯の復元図において、特に造山帯中央部に位置する太古代の地質体は、インドダルワールクラトン、東アフリカ大陸においては、北から南へタンザニアクラトンやカサイ-アンゴラ岩体を含むコンゴクラトン、ジンバブエクラトン、カープファールクラトンである。ここではダルワールクラトン、コンゴクラトン東部（タンザニアクラトンおよびカサイ-アンゴラ岩体）、ジンバブエクラトン、カープファールクラトンとその他の地域の地質について簡潔にまとめ、次いで年代に基づきマダガスカル共和国との関連性について議論する。

インドダルワールクラトンは年代およびグリーンストーン帯の変成堆積岩の割合に基づき東西ダルワールクラトンに区別される。西ダルワールクラトンは主に太古代中期-前期の TTG (3.4-3.0Ga) から構成され (Taylor et al., 1984; Peucat et al., 1989, 1993; Meen et al., 1992; Jayananda et al., 2000), 2つの異なる年代を示すグリーンストーン帯から構成される。古いサルグール片岩帯 (3.4-3.0 Ga) は主に南部に分布し、泥質変成岩、クロム雲母を含む珪岩、炭酸塩岩、玄武岩、コマチアイトから構成される (Jayananda et al., 2008). 変成堆積岩よりも若い年代を示す超苦鉄質岩-ハンレイ岩-アノーソサイトの層状岩体の残存がこの片岩帯に存在する (Jayananda et al., 2008; Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010). 若い太古代後期のダルワールタイプの片岩帯は主に北部に分布し、主に変成堆積岩から構成され、少量の変成玄武岩、鉄マグネシウム鉱床から構成される (Taylor et al., 1984; Bhaskar Rao et al., 1992; Kumar et al., 1996; Trendall et al., 1997a, b; Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010). 東ダルワールクラトンは主に太古代中期 (3.1-3.0 Ga) の片麻岩から構成され、少量のグリーンストーン、若い片麻岩、花崗岩体から構成される。コーラータイプ片岩帯は約 2.7 Ga の年代を示し、主に北部に産する (Chadwick et al., 2000; Jayananda et al., 2000; Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010). 若い片麻岩は約 2.6-2.5 Ga の太古代 TTG である (Krogstad et al., 1991; Peucat et al., 1993; Balakrishnan et al., 1999). 花崗岩体は約 2.5 Ga のカルクアルカリ花崗岩で主に構成され、クロスベツト花崗岩体と呼ばれる (Grew and Manton, 1984; Friend and Nutman, 1991; Jayananda et al., 1995).

コンゴクラトンはタンザニアクラトン、アンゴラ-カサイ岩体、ガボンクラトン、サオフランシスコクラトン、ウガンダ岩体を含む様々な太古代の地質体から構成される。その東部に分布する太古代の地質体は、タンザニアクラトンおよびアンゴラ-カサイ岩体である。タンザニアクラトンは主に花崗岩質岩とグリーンストーン帯で構成される。花崗岩質岩からは主に約 2.7-2.5 Ga の年代が報告されており、少量の約 3.1 Ga の年代が報告されている (Kabete et al., 2012). モザンビーク変動帯に産する花崗岩と片麻岩から約 2.7 Ga の定置年代、約 3.0 Ga および約 3.5 Ga の外来ジルコン年代が報告されている (Muhongo et al., 2001; Johnson et al., 2003; Cutten et

al., 2006). また南部のウサガラン帯に産する正片麻岩から約 2.7 Ga の年代が報告されている (Reddy et al., 2003). タンザニアクラトン東部に位置するグリーンストーン帯から火成作用年代と花崗岩の貫入年代がそれぞれ約 2.72-2.71 Ga および約 2.69-2.65 Ga と報告されている (Wirth, 2004). アンゴラ-カサイ岩体はそれぞれアンゴラ中央部南部, アンゴラとコンゴ共和国の間に位置する岩体である. アンゴラ岩体は主に正片麻岩と変成堆積岩から構成される. 変成堆積岩は, 珪岩, 片岩から構成され約 2.8-2.7 Ga にグラニュライト相の変成作用を被っている (Trompette, 1994). 岩体南部には, 約 2.65-2.46 Ga の基盤岩の年代が報告されている (Seth et al., 1998; Delor et al., 2006). これらは約 2.29-1.85 Ga にミグマタイト化を被っている (Seth et al., 1998). カサイ岩体は主に花崗岩から構成され, その年代は Rb-Sr 全岩アイソクロン年代に基づいて約 3.49-3.33 Ga の年代が報告されている (Cahen et al., 1984). Key et al. (2001) は U-Pb SHRIMP ジルコン法に基づいて, 約 2.56Ga および 2.54Ga の年代を花崗岩質片麻岩から報告している.

カープファールクラトンは約 3.6-3.1 Ga の古い中心部分があり, さらにクラトン北端と西端において約 3.1-2.6 Ga に火成作用とテクトニックな付加が起こっている. また北側のジンバブエクラトンと衝突し, グラニュライト相に至る高度変成作用を被っている (van Reenen et al., 1987; de Wit et al., 1992; Roering et al., 1992; Poujol et al., 2003). 特にカープファールクラトンでは 3.5-3.2 Ga のバーバートングリーンストーン帯がよく研究されており, Moyen et al. (2007) らは約 3.55-3.44 Ga の年代を示す太古代 TTG についてその地球化学的特徴から成因と形成場を議論している.

マダガスカル共和国とその周辺地域における地質を比べると, マダガスカル共和国とインドあるいはマダガスカル共和国とカープファールクラトンが太古代において類似する地殻進化プロセスを被っていることは明らかである. 特に異なる太古代の年代を示す地質体の境界に, 特徴的な珪長質集積岩の地球化学的特徴を示す岩石がインドおよびマダガスカル共和国で見つかったことは, インドおよびマダガスカル共和国が太古代から共通の地殻形成進化プロセスを被ったことを示す重要な証拠となると考えられる (図 55).

原生代地殻の形成と進化

ゴンドワナ大陸の衝突・縫合プロセス

マダガスカル共和国におけるゴンドワナ超大陸形成モデルについて 2 つの異なるモデルが提案されている (図 2). 1 つ目のモデルは, Collins and Pisarevsky (2005) や Collins (2006) によって提案されている「小大陸モデル」である. このモデルでは, インド亜大陸とアザニアと呼ばれる小大陸の 2 つの異なる地塊がベツィミサラカ縫合帯と呼ばれる 1 つの収束境界にて衝突縫合するモデルである. アザニアは Collins and Pisarevsky (2005)

によって提案されたマダガスカル共和国中央部、ケニア、ソマリア、エチオピア、イエメンから構成される太古代後期の小大陸である。この縫合帯は原生代後期 (約 800-550 Ma) に活動していたと考えられており、現在の地理において東から西への沈み込み境界と考えられている (Collins et al. 2000; Kröner et al. 2000)。Collins et al. (2003c) はこの縫合帯はモザンビーク海の海洋地殻の沈み込みの場であると述べている。もう一つのモデルは、Tucker et al. (1999) や Tucker et al. (2011a, b) により提案されている「大ダルワールクラトンモデル」である。このモデルでは、2つの異なる太古代の地質体 (アントンジル-マスラ岩体およびアンタナナリボ-ツァラタナ岩体) を共通の太古代クラトンの異なる部分であると考え、それらが太古代後期 (約 25 億年前) に衝突付加したと考えるモデルである。このモデルでは、ベツィミサラカ岩体は強く変形した原生代後期変成堆積岩体であり、縫合帯ではないと考えている。縫合帯はアンタナナリボ岩体の西側に位置していると考えており、その位置はアンタナナリボ岩体とイトゥルモ-イカラマヴォニー岩体との境界である。

本研究の結果は周辺地域で得られたゴンドワナ大陸衝突融合に関連する変成年代と比較すると最も若い年代であることは前述の通りである。見積もられた変成温度圧力条件を比較すると、周辺地域と比較して温度はほぼ等しいかあるいはやや高いに対して、圧力は高い (図 53)。周辺地域の温度圧力条件について温度は約 700-750°C であり、圧力は 0.35-0.55 GPa である。一方で本地域ではマスラ岩体南部とアンタナナリボ岩体西部では温度約 640-700°C であり、圧力は約 0.65-0.85 GPa、アンタナナリボ岩体東部では温度約 800°C であり、圧力は約 0.85 GPa である。これらの変成年代と変成条件の違いを説明するものとして、(1) ゴンドワナ大陸の衝突融合に伴う変成作用をマダガスカル共和国のどの地域よりも後に被った、(2) 変成作用を被った時に、マダガスカル共和国中央東部は周辺地域よりも深部に位置していた、ということが考えられる。これを説明するモデルとして、マダガスカル共和国中央東部は南部および西部に向かって沈み込みながら衝突縫合していた。衝突融合する際、複数の島弧および大陸と衝突融合したが、いずれかの衝突の後に一番最末期に衝突融合したものと考えられる (図 54)。

第8章 結論

本研究は、2007 年と 2008 年、マダガスカル共和国中央東部に分布するマスラ岩体、アンタナナリボ岩体、ベツィミサラカ岩体の野外地質調査を行い、(1) これら岩体を構成する地質と構成岩石を明らかにし、(2) 変成作用を解析し変成反応経路と温度圧力条件を見積もり、(3) 地球化学的特徴から、これら変成岩の原岩とその形成場の検討を行い、(4) ジルコンの LA-ICP-MS U-Pb 法により原岩の形成年代を推定した。

マスラ岩体は主に変成花崗岩類から構成され、少量の超苦鉄質変成岩、苦鉄質変成岩、中性変成岩、変成堆積岩、および花崗岩類を含む。これらは温度約 650-700°C、圧力 0.7-0.8 GPa の温度圧力条件を示す変成作用を被っていたと考えられる。これらの変成岩の原岩に注目すると、超苦鉄質変成岩はレルゾライト、ウェブステライト、輝岩などのカンラン岩起源のものとホルンブレンダイトから構成される。苦鉄質変成岩は MORB および島弧玄武岩起源である。変成花崗岩類は地球化学的に 2 種類に分類することができ、それぞれ変成トロニウム岩および花崗岩質片麻岩である。変成トロニウム岩は島弧下部地殻の部分溶融により生成したと考えられ、花崗岩質片麻岩は地殻アナテクシスによる成因が考えられる。U-Pb ジルコン法に基づき変成トロニウム岩の原岩形成年代は約 33 億年前である。花崗岩類は地球化学的に 2 種類に区分でき、それぞれトロニウム岩および花崗岩である。トロニウム岩は約 7-8 億年前の火成活動年代が報告されており、地球化学的特徴から沈み込んだ海洋地殻の部分溶融、あるいは大陸分裂、プルーム活動により生成したものと考えられる。

アンタナナリボ岩体は主に変成花崗岩類から構成され、少量の苦鉄質変成岩、中性変成岩、変成堆積岩と非変成の花崗岩類を含む。これらの変成条件は東西で異なり、西部は温度約 640-670°C、圧力 0.65-0.85 GPa の温度圧力条件を示す変成作用を被っていたと考えられる。一方で東部は温度約 550-650°C、圧力約 0.8-1.2 GPa の条件から温度上昇を経てピーク変成条件約 800°C、圧力 0.85 GPa から温度圧力低下する時計回りの温度圧力経路を経たと考えられる。これらの変成岩の原岩を検討した結果、苦鉄質変成岩は島弧玄武岩起源である。珪長質変成岩は地球化学的特徴に基づき 3 つに区分でき、それぞれ変成花崗岩質岩、低 K_2O/Na_2O 比トーナル岩質片麻岩および高 K_2O/Na_2O 比花崗岩質片麻岩である。前者の成因はよく制約できない。後者 2 つの原岩は、それぞれ大陸地殻の部分溶融による珪長質集積岩およびメルトであると考えられる。低 K_2O/Na_2O 比トーナル岩質片麻岩および高 K_2O/Na_2O 比花崗岩質片麻岩は、U-Pb ジルコン法に基づきそれぞれ約 27 億年前および約 7.5 億年前の異なる火成活動年代を示す。中性変成岩はアルカリおよびカリウムに富み、原岩は粗面安山岩である。

と考えられる。その成因は大陸内において地殻の薄化に伴い上昇してきたマントルマグマ起源であると考えられる。U-Pb ジルコン法に基づき約 5.5 億年前の火成活動が得られた。この中性変成岩はベツィミサラカ岩体でも見られる。

ベツィミサラカ岩体は主に変成堆積岩で構成され、少量の超苦鉄質変成岩および中性変成岩を含む。超苦鉄質変成岩の原岩は単斜輝岩である。

これらの結果と既に報告されている結果とを併せると、本地域における太古代から古生代前期の地殻形成および進化プロセスは以下のように考察される。

- (1) 約 33-31 億年前にマスラ岩体のトロニウム岩質地殻が形成した。これは島弧下部地殻の部分溶融により生成した。
- (2) 約 27 億年前になると、大陸地殻は再変動を被り大規模に部分溶融したと考えられる。部分溶融により生じたメルトが抜け、斜長石の集積作用によりアンタナナリボ岩体の下部地殻を構成する珪長質集積岩が形成された。
- (3) 約 25 億年前には、海洋プレートがアンタナナリボ岩体に衝突し、沈み込みにより大陸弧が形成された。
- (4) 約 7-8 億年前に、バイモーダルな火成作用により大量の苦鉄質および珪長質火成岩がマダガスカル中央部に貫入した。マスラ岩体およびアンタナナリボ岩体で見られる同時期の火成岩の成因は異なり、マスラ岩体は海洋地殻の部分溶融、アンタナナリボ岩体は地殻アナテクシスによるものと考えられる。
- (5) 約 5.5 億年前以降に、複数の島弧がマダガスカル共和国-インドの太古代地質体に衝突を開始した。ほぼ同時期にベツィミサラカ岩体周辺ではリフティングが開始する。リフティングによってベツィミサラカ岩体周辺には大量のアルカリ岩の火成活動が起こる。

これらの火成活動の後、約 5.0-4.9 億年前にマダガスカル共和国中央東部はゴンドワナ大陸衝突縫合に伴う変成作用を被ったものと考えられる。変成条件の見積もりに基づくと、ゴンドワナ大陸衝突縫合時に、マダガスカル共和国中央東部は周辺よりも深部に位置していたということが考えられる。マダガスカル共和国中央東部は、南部および西部に向かって沈み込んでおり、衝突融合を被ったものと考えられる。

マダガスカル共和国中央東部はダルワールクラトン西縁を形成しており、約 7-8 億年前の海洋プレートの沈み込みに伴う火成活動と東アフリカ大陸あるいは間に存在した複数の島弧と衝突縫合し、それに伴う変成作用を被ったものと考えられる。

引用文献

- Ackermann, D., Windley, B.F. and Razafiniparany, A.H., 1991. Kornerupine breakdown reactions in paragneisses from southern Madagascar. *Mineralogical Magazine*, 55, 71-80.
- Adachi, T., Osanai, Y., Nakano, N. and Owada, M., 2012. LA-ICP-MS U-Pb zircon and FE-EPMA U-Th-Pb monazite dating of pelitic granulites from the Mt. Ukidake area, Sefuri Mountains, northern Kyushu, *Journal of Geological Society of Japan*, 118, 39-52.
- Adam, J., Rushmer, T., O'Neil, J. and Francis, D., 2012. Hadean greenstones from the Nuvvuagittuq fold belt and the origin of the Earth's early continental crust. *Geology*, 40, 363-366.
- Agrawal, P.K., Pandey, O.P. and Negi, J.G., 1992. Madagascar: A continental fragment of the paleo-super Dharwar craton of India. *Geology*, 20, 543-546.
- Balakrishnan, S., Rajamani, V. and Hanson G.N., 1999. U-Pb ages for zircon and titanite from the Ramagiri Area, southern India: Evidence for Accretionary origin of the Eastern Dharwar Craton during the Late Archean. *The Journal of Geology*, 107, 69-86.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.). *Trondhjemites, Dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Barth, M.G., Foley, S.F. and Horn, I., 2002. Partial melting in Archean subduction zones: constraints from experimentally determined trace element partition coefficients between eclogite minerals and tonalitic melts under upper mantle conditions. *Precambrian Research*, 113, 323-340.
- Bauer, W., Walsh, G.J., De Waele, B., Thomas, R.J., Horstwood M.S.A., Bracciali, L., Schofield, D.I., Wollenberg, U., Lidke, D.J., Rasaona, I.T. and Rabarimanana, M.H., 2011. Cover sequences at the northern margin of the Antongil Craton, NE Madagascar. *Precambrian Research*, 189, 292-312.
- Bauernhofer, A.H., Hauzenberger, C.A., Wallbrecher, E., Muhongo, S., Hoinkes, G., Mogessie, A., Opiyo-Akech, N. and Tenczer, V., 2009. Geochemistry of basement rocks from SE Kenya and NE Tanzania: implications for rifting and early Pan-African subduction. *International Journal of Earth Science*, 98, 1809-1834.
- Bédard, J.H., 2005. Partitioning coefficients between olivine and silicate melts. *Lithos* 83, 394-419.
- Bédard, J.H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust

- and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1188-1214.
- Benn, K. and Moyen, J.-F., 2008. The Late Archean Abitibi-Opatika terrane, Superior Province: A modified oceanic plateau. In: *When did plate tectonics begin on Planet Earth?* Condie, K.C., Peace, V. (Ed.), Geological Society of America Special Paper, 440, 173-197.
- Berger, A., Gros, E., Schreuers, G., Fernandez, A. and Rakotondrzfy, M., 2006. Late Neoproterozoic, Ordovician and Carboniferous events recorded in monazites from southern-central Madagascar. *Precambrian Research*, 144, 278-296.
- Berman, R.G., 1990. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American Mineralogist*, 75, 328-344.
- Besairie, H., 1972. Madagasikara, carte géologique 1:500,000 7, Fianarantsoa. Masadagasikara, Service géologique ; mise à jour en janvier 1970 par Henri Besairie, Service Géologique Madagascar, Tananarive.
- Bhaskar Rao, Y.J., Sivaraman, T.V., Pantulu, G.V.C., Gopalan, K. and Naqvi, S.M., 1992. Rb-Sr ages of Late Archean metavolcanics and granites, Dharwar craton, South India and evidence for Early Proterozoic thermotectonic events. *Precambrian Research*, 59, 145-170.
- Bodinier, J.-L. and Godard, M., 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. In: Carlson, R.W. (Ed.), *Treatise on Geochemistry. Mantle and Core. : Treatise on Geochemistry*, 2, Elsevier Science Ltd., 103-170.
- Boger, S.D., 2011. Antarctica – Before and after Gondwana, *Gondwana Research*, 19, 335-371.
- Boger, S.D., Ferreira, C.A.M., Hirdes, W., Schulte, B., Jenett, T. and Dallwig, R., 2009. Carte géologique de Madagascar 1/500,000, feuille N°10 – Fianarantsoa. Ministère de L'énergie et des mines, Project de Gouvernance des Ressources Minérales (PGRM), Antananarivo.
- Boger, S.D., White, R.W. and Schulte, B., 2012. The importance of iron speciation ($\text{Fe}^{+2} / \text{Fe}^{+3}$) in determining mineral assemblages: an example from the high-grade aluminous metapelites of southeastern Madagascar. *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 997-1018.
- Boger, S.D., Hirdes, W., Ferreira, C.A.M., Jenett, T., Dallwig, R. and Fanning, C.M., 2014. The 580-520 Ma Gondwana suture of Madagascar and its continuation into Antarctica and Africa, *Gondwana Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.08.017> in press.
- Boulanger, J. and Rantoanina, M., 1958. Madagascar 1:10000 carte géologique O54-P54 Ambohimahamasina – Fort-Carnot. Service Géologique Madagascar, Tananarive.

- Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Ed.), Elsevier, 63-114.
- Brandt, S., Raith, M.M., Schenk, V., Sengupta, P., Srikantappa, C. and Gerdes, A., 2014. Crustal evolution of the Southern Granulite Terrane, south India: New geochronological and geochemical data for felsic orthogneisses and granites, Precambrian Research, 246, 91-122.
- Breton, N.L. and Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. Contribution to Mineralogy and Petrology, 99, 226-237.
- Buchwaldt, R., Tucker, R.D. and Dymek, R.F., 2003. Geothermobarometry and U-Pb Geochronology of metapelitic granulites and pelitic migmatites from the Lokoho region, Northern Madagascar. American Mineralogist, 88, 1753-1768.
- Bybee, G.M., Ashwal, L.D. and Wilson, A.H., 2010. New evidence for a volcanic arc on the western margin of a rifting Rodinia from ultramafic intrusions in the Andriamena region, north-central Madagascar. Earth and Planetary Science Letters, 293, 42-53.
- Cattala, R.P.L., 1961. Carte de la déclinaison magnétique à Madagascar pour le 1er Juillet 1958 1:2 500 000, Service géographique, Tananarive.
- Chadwick, B., Vasudev, V.N. and Hedge, G.V., 2000. The Dharwar craton, southern India, interpreted as the result of Late Archaean oblique convergence. Precambrian Research, 99, 91-111.
- Chadwick, B., Hegde, G.V., Nutman A.P. and Vasudev, V.N., 2001. Syenite emplacement during accretion of the Late Archaean Dharwar Batholith, South India: SHRIMP U/Pb age and structure of the Koppal Pluton, Karnataka. Journal of Geological Society of India, 58, 381-390.
- Chadwick, B., Vasudev, V.N., Hegde, G.V. and Nutman, A.P., 2007. Structure and SHRIMP U/Pb zircon ages of granites adjacent to the Chitradurga schist belt: implications for Neoarchaean convergence in the Dharwar Craton, Southern India. Journal of Geological Society of India, 69, 5-24.
- Charan, S.N., Babu, E.V.S.S.K., Naqvi, S.M., Rana Prathap, J.G., Ram Mohan, M. and Sarma, D.S., 2009. REE-HFSE distribution/portioning between garnetiferous restites and TTG from Nademavinapura area, western Dharwar Craton, India. J. Geol. Soc. India, 73, 371-378.
- Chardon, D., Peucat, J.-J., Jayananda, M., Choukourne, P. and Fanning C.M., 2002. Archean granite-greenstone tectonics at Kolar (south India): Interplay of diapirism and bulk

- inhomogeneous contraction during juvenile magmatic accretion. *Tectonics*, 21, 7-1.
- Chardon, D., Jayananda, M. and Peucat, J.-J., 2011. Lateral constructional flow of hot orogenic crust: Insights from the Neoarchean of south India, geological and geophysical implications for orogenic plateau. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q02005, doi:10.1029/2010GC003398.
- Chang, Q., Shibata, T., Shinotsuka, K., Yoshikawa, M. and Tatsumi, Y., 2003. Precise determination of trace elements in geological standard rocks using inductively coupled plasma mass spectrometry. *Frontier Research on Earth Evolution*, 1, 575-362.
- Clemens, J. D., Yearron, L. M. and Stevens, G., 2006. Barberton (South Africa) TTG magmas: Geochemical and experimental constraints on source-rock petrology, pressure of formation and tectonic setting. *Precambrian Research*, 151, 53-78.
- Collins, A.S., 2006. Madagascar and the amalgamation of central Gondwana. *Gondwana Research*, 9, 3-16.
- Collins, A.S., Razakamanana, T. and Windley, B.F., 2000. Neoproterozoic extensional detachment in central Madagascar: implications for the collapse of the East African Orogen. *Geological Magazine*, 137, 39-51.
- Collins, A.S. and Windley, B.F., 2002. The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. *Journal of Geology*, 110, 325-339.
- Collins, A.S., Kröner, A., Fitzsimons, I.C.W. and Razakamanana, T., 2003. Detrital footprint of the Mozambique Ocean: U/Pb SHRIMP and Pb evaporation zircon geochronology of metasedimentary gneisses in Eastern Madagascar. *Tectonophysics*, 375, 77-99.
- Collins, A.S. and Pisarevsky, S.A., 2005. Amalgamating eastern Gondwana: The evolution of the Circum-Indian Orogens. *Earth-Science Reviews*, 71, 229-270.
- Collins, A.S., Kinny, P.D., and Razakamanana, T., 2012. Depositional age, provenance and metamorphic age of metasedimentary rocks from southern Madagascar. *Gondwana Research*, 21, 353-361.
- Collins, A.S., Clark, C. and Plavsa, D., 2014. Peninsular India in Gondwana: The tectonothermal evolution of the Southern Granulite Terrain and its Gondwanan counterparts. *Gondwana Research*, 25, 190-203.

- Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79, 491-504.
- Condie, K.C., 2011, *Earth as an Evolving Planetary System*, Second Edition. Elsevier, Amsterdam, 574p.
- Conrad, J.E., Pitfield, P.E.J. and Randriamananajara, T., 2008. Carte Géologique de Madagascar 1/100,000, Feuille N°R53 – Mananjary Ouest, Ministère de L'énergie et des mines, Project de Gouvernance des Ressources Minérales, Antananarivo.
- Cutten, H.N.C., Johnson, S.P. and De Waele, B., 2006. Protolith ages and timing of metasomatism related to the formation of whiteschist at Mautia Hill, Tanzania: implications for the assembly of Gondwana. *The Journal of Geology*, 114, 683-698.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. and Fukuoka, M., 1991. A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109, 130-137.
- De Capitani, C. and Petrakakis, K., 2010. The Computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino
- De Waele, B., Smith, R.A., Potter, C.J., Pitfield, P.E.J., Ralison, A.V. and Rafahatelo, J.M., 2008. Carte géologique de Madagascar 1/100,000, feuille N°P53 – Ifanadiana. Ministère de L'énergie et des mines, Project de Gouvernance des Ressources Minérales, Antananarivo.
- De Waele, B., Horstwood, M.S.A., Pitfield, P.E.J., Thomas, R.J., Key, R.M., Rabarimanana, M., Rafahatelo, J.-M., Ralison, V. and Randriamananajara, T., 2009. The architecture of the “Betsimisaraka Suture zone”; a record of oceanic arc and associated metasedimentary successions between the “Indian” and “African” parts of Madagascar, International Conference on Island Arc, Continent Collisions, The Macquarie Arc Conference, pp. 56-57.
- De Waele, B., Thomas, R.J., Macey, P.H., Horstwood, M.S.A., Tucker, R.D., Pitfield, P.E.J., Schofield, D.I., Goodenough, K.M., Bauer, W., Key, R.M., Potter, C.J., Armstrong, R.A., Miller, J.A., Randriamananajara, T., Ralison, V., Rafahatelo, J.M., Rabarimanana, M. and Bejoma M., 2011. Provenance and tectonic significance of the Palaeoproterozoic metasedimentary successions of central and northern Madagascar. *Precambrian Research*, 189, 18-42.
- de Wit, M.J., Bowring, S.A., Ashwal, L.D., Randrianasolo, L.G., Morel, V.P.I. and Rambeloson, R.A., 2001. Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zones in southwestern

- Madagascar, with implications for Gondwana studies. *Tectonics*, 20, 1-45.
- de Wit, M.J., 2003. Madagascar: Head it's a continent, tails it's an island. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 31, 213-248.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Delor, C., Lafon, J.M., Rossi, P., Cage, M., Pato, D., Chevrel, S. and Sergeev, S., 2006. Unravelling Precambrian crustal growth of central west Angola: Neoarchean to Siderian inheritance, main Orosirian accretion and discovery of the "Angolan" Pan African Belt. Abstract of the 21 st Colloquium of African Geology, Maputo, Mozambique, pp. 3-5.
- Drummond, M.S. and Defant, M.J., 1990. A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, B13, P. 21,503.
- Emmel, B., Jöns, N., Kröner, A., Jacobs, J., Wartho, J.-A., Schenk, V., Razakamanana, T. and Austegard, A., 2008. From closure of the Mozambique ocean to Gondwana breakup: new evidence from geochronological data of the Vohibory terrane, Southwest Madagascar. *The Journal of Geology*, 116, 21-38.
- Farmer, G.L., 2003. Continental Basaltic Rocks. In: Rudnick, R.L. (Ed.). *Treatise on Geochemistry* Chapter 3: The Crust. Elsevier, Amsterdam, 85-121.
- Fitzsimons, I.C.W. and Hulscher, B., 2005. Out of Africa: detrital zircon provenance of central Madagascar and Neoproterozoic terrane transfer across the Mozambique Ocean. *Terra Nova*, 17, 224-235.
- Fitzsimons, I.C.W., Clark, C., Taylor, R.J.M., Collins, A.S. and Santosh, M., 2012. Coincidence or connection? Palaeoproterozoic detritus in Africa, Madagascar and southern India. 2012 IAGR Annual Convention and 9th International Symposium on Gondwana to Asia, Australia, pp. 13-15.
- Foley S.F., Barth, M.G. and Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 64, 933-938.
- Foley, S.F., Tiepolo, M. and Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417, 837-840.

- Friend, C.R.L. and Nutman, A.P., 1991. SHRIMP U-Pb geochronology of the Closepet Granite and Peninsular Gneiss, Karnataka, South India. *Journal Geological Society of India*, 38, 357-368.
- Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K.A., Bingen, B.B., Collins, A.S., Fowler, A.R., Ghebreab, W., Hauzenberger, C.A., Johnson, P.R., Kusky, T.M., Macey, P., Muhongo, S., Stern, R.J. and Viola, G., 2013. Orogen styles in the East African Orogen: a review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 86, 65-106.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Giese, J., Berger, A., Schreurs, G. and Gnos, E., 2011. The timing of the tectono-metamorphic evolution at the Neoproterozoic-Phanerozoic boundary in central southern Madagascar. *Precambrian Research*, 185, 131-148.
- Goncalves, P., Nicollet, C. and Lardeaux, J.-L., 2003. Finite strain pattern in Andriamena unit (north-central Madagascar): evidence for late Neoproterozoic-Cambrian thrusting during continental convergence. *Precambrian Research*, 123, 135-157.
- Goncalves, P., Nicollet, C. and Montel, J.-L., 2004. Petrology and in situ U-Th-Pb monazite geochronology of ultrahigh-temperature metamorphism from the Andriamena mafic unit, north-central Madagascar. Significance of a petrological P-T path in a polymetamorphic context. *Journal of Petrology*, 45, 1923-1957.
- Goodenough, K.M., Thomas, R.J., De Waele, B., Key, R.M., Schofield, D.I., Bauer, W., Tucker, R.D., Rafahatelo, J.-M., Rabarimanana, M., Ralison, A.V. and Randriamananjara, T., 2010. Post-collisional magmatism in the central East African Orogen: the Maevarano Suite of north Madagascar. *Lithos*, 116, 18-34.
- Graham, C.M. and Powell, R., 1984. Garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 13-31.
- Grégoire, V., Nédélec, A., Monié, P., Montel, J.-M., Ganne, J. and Ralison, B., 2009. Structural reworking and heat transfer related to the late-Panafrican Angavo shear zone of Madagascar. *Tectonophysics*, 477, 197-216.
- Güerrot, C., Cocherie, A. and Ohnenstetter, M., 1993. Origin and evolution of the West Andriamena Pan-African mafic-ultramafic complex in Madagascar as shown by U-Pb, Nd isotopes and trace element constraints. EUG VIII, Strasbourg, France. *Terra Abstracts*, 5, 387.

- Handke, M. J., Tucker, R. D. and Ashwal, L. D., 1999. Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar. *Geology*, 27, 351-354.
- Harley, S.L., Kelley, N.M. and Möller, A., 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains, *Elements*, 3, 25-30.
- Hoffmann, J.E., Münker, C., Næraa, T., Rosing, M.T., Herwartz, D., Garbe-Schönberg, D. and Svanhber, H., 2011. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 4157-4178.
- Hokada, T., Horie, K., Satish-Kumar, M., Ueno, Y., Nasheeth, A., Mishima, K. and Shiraishi, K., 2013. An appraisal of Archean supracrustal sequences in Chitradurga schist belt, western Dharwar craton, southern India. *Precambrian Research*, 227, 99-119.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest: *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
- Hoskin, P.W.O. and Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 423-439.
- Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon*, vol. 53. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 27-62.
- Huang, H., Polat, A. and Fryer, B.J., 2013. Origin of Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) suites and granites in the Fiskensæset region, southern West Greenland: Implications for continental growth, *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2011.12.001.
- Ishwar-Kumar, C., Windley, B.F., Horie, K., Kato, T., Hokada, T., Itaya, T., Yagi, K., Gouzu, C. and Sajeev, K., 2013. A Rodinian suture in western India: New insights on India-Madagascar correlations. *Precambrian Research*, 236, 227-251.
- Jacobs, J. and Thomas, R.J., 2004. Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic-early Paleozoic East African-Antarctic orogen. *Geology*, 32 (8), 721-724.
- Jacobs, J., Bingen, B., Thomas, R.J., Bauer, W., Wingate, M.T. and Feitio, P., 2008. Early Palaeozoic orogenic collapse and voluminous late-tectonic magmatism in Dronning Maud Land

- and Mozambique: insights into the partially delaminated orogenic root of the East African-Antarctic Orogen?. Geological Society, London, Special Publications, 308, 69-90.
- Jayananda, M., Martin, H., Peucat, J.-J. and Mahabaleswar, B., 1995. Late Archean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 314-329.
- Jayananda, M., Moyen, J.-F., Martin, H., Peucat, J.-J., Auvray, B. and Mahabaleswar, B., 2000. Late Archaean (2550-2520 Ma) juvenile magmatism in the eastern Dharwar craton, southern India: constraints from geochronology, Nd-Sr isotopes and whole rock geochemistry. *Precambrian Research*, 99, 225-254.
- Jayananda, M., Chardon, D., Peucat, J.-J. and Capdevila, R., 2006. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: tectonic, geochronologic and geochemical constraints, *Precambrian Research*, 150, 1–26.
- Jayananda, M., Kano, T., Peucat, J.-J. and Channabasappa, S., 2008. 3.35 Ga komatiite volcanism in the western Dharwar craton, southern India: Constraints from Nd isotopes and whole rock geochemistry. *Precambrian Research*, 162, 160-179.
- Jayananda, M., Banerjee, M., Pant, N.C., Dasgupta, S., Kano, T., Mahesha, N. and Mahabaleswar, B., 2012. 2.62 Ga high-temperature metamorphism in the central part of the Eastern Dharwar Craton: implications for late Archean tectonothermal history. *Geological Journal*, 47, 213-236.
- Jayananda, M., Peucat, J.-J., Chardon, D., Krishna Rao, B., Fanning, C.M. and Corfu, F., 2013a. Neoarchean greenstone volcanism and continental growth, Dharwar craton, southern India: Constraints from SIMS U-Pb zircon geochronology and Nd isotopes. *Precambrian Research*, 227, 55-76.
- Jayananda, M., Tsutsumi, Y., Miyazaki, T., Gireesh, R.V., Kapfo, Kowe-u, Tushipokla, Hidaka, H. and Kano, T., 2013b. Geochronological constraints on Meso- and Neoarchean regional metamorphism and magmatism in the Dharwar craton, southern India, *Journal of Asian Earth Sciences*, 78, 18-38.
- Johnson, S.P., Cutten, H.N.C., Muhongo, S. and De Waele, B., 2003. Neoarchean magmatism and metamorphism of the western granulites in the central domain of the Mozambique belt, Tanzania: U-Pb SHRIMP geochronology and PT estimates. *Tectonophysics*, 375, 125-145.
- Jöns, N., Schenk, V., Appel, P. and Razakamanana, T., 2006. Two-stage metamorphic evolution of

- the Bemarivo Belt of northern Madagascar: constraints from reaction textures and in situ monazite dating. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 329-347.
- Jöns, N. and Schenk, V., 2008. Relics of the Mozambique Ocean in the central East African Orogen: evidence from the Vohibory Block of southern Madagascar. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 17-28.
- Jöns, N., Emmel, B., Schenk, V. and Razakamanana, T., 2009. From orogenesis to passive margin-the cooling history of the Bemarivo Belt (N Madagascar), a multi-thermochronometer approach. *Gondwana Research*, 16, 72-81.
- Jöns, N. and Schenk, V., 2011. The ultrahigh temperature granulites of southern Madagascar in a polymetamorphic context: implications for the amalgamation of the Gondwana supercontinent. *European Journal of Mineralogy*, 23, 127-156.
- Kabete, J., Groves, D., McNaughton, N. and Dunphy, J., 2006. The geology, SHRIMP U-Pb geochronology and metallogenic significance of the Ankisatra-Besakay District, Andriamena belt, northern Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 45, 87-122.
- Kabete, J.M., McNaughton, N.J., Groves, D.I. and Mruma, A.H., 2012. Reconnaissance SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Tanzanian Craton: Evidence for Neoproterozoic granitoid-greenstone belts in the Central Tanzania Region and the Southern East African Orogen. *Precambrian Research*, 216-219, 232-266.
- Kawate, S. and Arima, M., 1998. Petrogenesis of the Tanzawa plutonic complex, central Japan: exposed felsic middle crust of the Izu-Bonin-Mariana arc. *Island Arc*, 7, 342-358.
- Katzir, Y., Avigad, D., Matthews, A., Garfunkel, Z. and Evans, B.W., 1999. Origin and metamorphism of ultrabasic rocks associated with a subducted continental margin, Naxos (Cyclades, Greece). *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 301-318.
- Kelley, K.A., Plank, T., Ludden, J. and Staudigel, H., 2003. Composition of altered oceanic crust at ODP Sites 801 and 1149. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, 8910, doi: 10.1029/2002GC000435.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K. and Greene, A.R., 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.). *Treatise on Geochemistry Chapter 3: The Crust*. Elsevier, Amsterdam, 593-659.

- Kempton, P.D. and Harmon, R.S., 1992. Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 971-986.
- Kempton, P.D., Downes, H. and Embey-Isztin, A., 1997. Mafic granulite xenoliths in Neogene alkali basalts from the western Pannonian Basin: insights into the lower crust of a collapsed orogen. *Journal of Petrology*, 38, 941-970.
- Key, R.M., Liyungu, A.K., Njamu, F.M., Somwe, V., Banda, J., Mosley, P.N. and Armstrong, R.A., 2001. The western arm of the Lufilian Arc in NW Zambia and its potential for copper mineralization. *Journal of African Earth Sciences*, 33, 503-528.
- Key, R.M., Pitfield, P.E.J., Thomas, R.J., Goodenough, K.M., De Waele, B., Schofield, D.I., Bauer, W., Horstwood, M.S.A., Styles, M.T., Conrad, J., Encarnacion, J., Lidke, D.J., O'Connor, E.A., Potter, C., Smith, R.A., Walsh, G.J., Ralison, A.V., Randriamanananjara, T., Rafahatelo, J.-M. and Rabarimanana, M., 2011. Polyphase Neoproterozoic orogenesis within the East Africa-Antarctic Orogenic Belt in central and northern Madagascar. *Journal of Geological Society of London, Special Publications*, 357, 49-68.
- Kimura, J.-I. and Yoshida, T., 2006. Contributions of Slab Fluid, Mantle Wedge and Crust to the Origin of Quaternary Lavas in the NE Japan Arc. *Journal of Petrology*, 47, 2185-2232.
- Kimura, J.-I., Yoshida, T. and Iizumi, S., 2002. Origin of low-K intermediate lavas at Nekoma volcano, NE Honshu Arc, Japan: geochemical constraints for lower crustal melts. *Journal of Petrology*, 45, 631-661.
- Kimura, J.-I., Kent, A.J.R., Rowe, M.C., Katakuse, M., Nakano, F., Hacker, B.R., Van Keken, P.E., Kawabata, H. and Stern, R.J., 2010. Origin of cross-chain geochemical variation in Quaternary lavas from the northern Izu arc: Using a quantitative mass balance approach to identify mantle sources and mantle wedge processes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(10), Q10011, doi: 10.1029/2010GC003050.
- Klemme, S., Prowatke, S., Hametner, K. and Günther, D., 2005. Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: implications for subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 2361-2371.
- Kohn, M.J. and Spear F.S., 1989. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + plagioclase + quartz. *American Mineralogist*, 74, 77-84.
- Kohn, M.J. and Spear, F.S., 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with

- applications to southern Vermont. *American Mineralogist*, 75, 9-96.
- Krogstad, E.J., Hanson, G.N. and Rajamani, V., 1991. U-Pb ages of zircon and sphene for two gneiss terranes adjacent to the Kolar Schist belt, south India: Evidence for separate crustal evolution histories. *The Journal of Geology*, 801-815.
- Kröner, A., 2001. Du Toit Memorial Lecture 1999 The Mozambique belt of East Africa and Madagascar: significance of zircon and Nd model ages for Rodinia and Gondwana supercontinent formation and dispersal. *South African Journal of Geology*, 104, 151-166.
- Kröner, A., Braun, I. and Jackel, P., 1996. Zircon geochronology of anatectic melts and residues from a high-grade pelitic assemblage at Ihosy, southern Madagascar: evidence for Pan-African granulite metamorphism. *Geological Magazine*, 133, 311-323.
- Kröner, A., Windley, B.F., Jackel, P., Brewer, T.S., Razakamanana, T., 1999a. New zircon ages and regional significance for the evolution of the Pan-African Orogen in Madagascar. *Geological Society of London*, 156, 1125-1135.
- Kröner, A., Windley, B.F., Jackel, P., Collins, A.S., Brewer, T.S., Nemchin, A. and Razakamanana, T., 1999b. New zircon ages for Precambrian granites, gneisses and granulites from central and southern Madagascar: significance for correlations in East Gondwana. *Gondwana Research*, 2, 351-352.
- Kröner, A., Hegner, E., Collins A.S., Windley, B.F., Brewer, T.S., Razakamanana, T. and Pidgeon, R.T., 2000. Age and magmatic history of the Antananarivo Block, Central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics. *American Journal of Science*, 300, 251-288.
- Kröner, A., Santosh, M., Hegner, E., Shaji, E., Geng, H., Wong, J., Xie, H., Wan, Y., Shang, C.K., Liu, D., Sun, M. and Nanda-Kumar, V., 2015. Palaeoproterozoic ancestry of Pan-African high-grade granulites in southernmost India: Implications for Gondwana reconstructions. *Gondwana Research*, 27, 1-37.
- Kumar, A., Rao, Y.B., Sivaraman, T.V. and Gopalan, K., 1996. Sm-Nd ages of Archaean metavolcanics of the Dharwar craton, South India. *Precambrian Research*, 80, 205-216.
- Kunugiza, K., Kato, Y., Kano, T., Takaba, T., Kuruma, I. and Sohma, T., 1996. An Archaean tectonic model of the Dharwar craton, southern India: the origin of the Holarasipur greenstone belt (Hassan district, Karnataka) and reinterpretation of the Sargur-Dharwar relationship. *Journal*

- of Southeast Asian Earth Sciences, 14, 149-160.
- Lacroix, A., de la Roche, H., and Welter, C., A., 1962a. Madagascar. Carte Géologique, feuille 509 (QR-50-51) Ampasinambo. Service Géologique Madagascar 1/200,000, Tananarive.
- Lacroix, A., Lenoble, A., de la Roche, H., Boulanger, J., Maigre, P., and Hottin, G., 1962b. Madagascar. Carte Géologique, feuille 529-530 (QRS-52-53) Mananjary. Service Géologique Madagascar 1/200,000, Tananarive.
- Liou, J.G., 1973. Synthesis ad stability relations of Epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, Journal of Petrology, 14, 381-413.
- Liou, J.G., Kim, H.S. and Maruyama, S., 1983. Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications. Journal of Petrology, 24, 321-342.
- Ludwig, K. R., 2003, Isoplot/Ex 3.0 User's Manual. Berkeley Geochronology Center, Special Publications, 4.
- Maboko, M.A.H. and Nakamura, E., 2002. Isotopic dating of Neoproterozoic crustal growth in Usambara Mountains of northeastern Tanzania: evidence for coeval crust formation in the Mozambique Belt and the Arabian-Nubian Shield, Precambrian Research, 113, 227-242.
- Macey, P.H., Miller, J.A., Armstrong, R.A., Bisnah, A., Yibas, B., Frost-Killian, S., Chevallier, L., Mukosi, N.C., Cole, J., le Roux, P. and Haddon, I.G., 2009. Explanation of the geology of the Miandrivazo-Tsiroanomandidy-Antsirabe region, Central Madagascar (ZONE E).
- Markl, G., Bäuerle, J., and Grujic, D., 2000. Metamorphic evolution of Pan-African granulite facies metapelites form Southern Madagascar. Precambrian Research, 102, 47-68.
- Martelat, J.E., Nicollet, C., Lardeaux, J.M., Vidal, G. and Rakondrazafy, R., 1997. Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the southern part of Madagascar. Geodinamica Acta, 10, 94-114.
- Martelat, J.-E., Lardeaux, J.-M., Nicollet, C., and Rakotondrazafy, R., 2000. Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. Precambrian Research, 102, 1-20.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. Geology, 14, 753-756.
- Martin, H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: Condie, K.C. (Ed.), The Archean Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology. Elsevier,

- Amsterdam, 205-259.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46, 411-429.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J. –F., and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
- McMillan, A., Harris, N.B.W., Holness, M., Ashwal, L.D., Kelley, S., and Rambeloson, R., 2003. A granite-gabbro complex from Madagascar: constraints on melting of the lower crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 585-599.
- Meen, J.K., Rogers, J.J. and Fullagar, P.D., 1992. Lead isotopic compositions of the Western Dharwar Craton, southern India: evidence for distinct Middle Archaean terranes in a Late Archaean craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2455-2470.
- Meert, J.G., Hall, C., Nédélec, A. and Razanatseheno, M.O.M., 2001. Cooling of a late-syn orogenic pluton: Evidence from laser K-feldspar modeling of the Carion granite, Madagascar. *Gondwana Research*, 4, 541-550.
- Meert, J.G., Nédélec, A. and Hall, C., 2003. The stratoid granites of central Madagascar: paleomagnetism and further age constraints on Neoproterozoic deformation. *Precambrian Research*, 120, 101-129.
- Mohan, M.R., Singh, S.P., Santosh, M., Siddiqui, M.A. and Balaram, V., 2012. TTG suite from the Bundelkhand Craton, Central India: Geochemistry, petrogenesis and implications for Archaean crustal evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 58, 38-50.
- Mohan, M.R., Piercey, S.J., Kamber, B.S. and Sarma, D.S., 2013. Subduction related tectonic evolution of the Neoproterozoic eastern Dharwar Craton, southern India: New geochemical and isotopic constraints. *Precambrian Research*, 227, 204-226.
- Moine, B., Bosse, V., Paquette, J.-L. and Ortega, E., 2014. The occurrence of a Tonian–Cryogenian (~850 Ma) regional metamorphic event in Central Madagascar and the geodynamic setting of the Imorona–Itsindro (~800 Ma) magmatic suite. *Journal of African Earth Sciences*, 94, 58-73.
- Morteani, G. and Ackermann, D., 2006. Mineralogy, geochemistry and petrology of an amphibolite-facies aluminum-phosphate and borosilicate (APB)-bearing quartzite from the Mesoproterozoic Itremo Group (Central Madagascar). *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 182, 123-148.

- Moyen, J.-F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the adakitic signature. *Lithos*, 112, 556-574.
- Moyen, J.-F. and Stevens, G., 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean Geodynamics. In: Benn, K., Mareschal, J.-C., Condie, K.C. (Eds.), *Archean Geodynamics and Environments*, Geophysical Monograph Series 164, 149-175.
- Moyen, J.-F., Stevens, G., Kisters, A.F.M. and Belcher, R.W., 2007. TTG Plutons of the Barberton Granitoid-Greenstone Terrain, South Africa, In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V. C. (Eds.), *Developments in Precambrian Geology*, vol. 15. Elsevier, Amsterdam, 369-410 (Chapter 5.6).
- Moyen, J.-F. and Martin, H., 2012. Forty years of TTG research, *Lithos*, 148, 312-336.
- Muhongo, S., Kröner, A. and Nemchin, A.A., 2001. Single zircon evaporation and SHRIMP ages for granulite-facies rocks in the Mozambique belt of Tanzania. *The Journal of Geology*, 109, 171-189.
- Muller, B.G.J., 2000. The evolution and significance of the Bonolava-Ranotsara shear zone, Madagascar. PhD. Thesis, Rand Afrikaans University, Johannesburg, South Africa.
- Nair, R. and Chacko, T., 2010. Role of oceanic plateaus in the initiation of subduction and origin of continental crust. *Geology*, 36, 583-586.
- Nakano, N., Osanai, Y., Kamei, A., Satish-Kumar, M., Adachi, T., Hokada, T., Baba, S. and Toyoshima, T., 2013. Multiple thermal events recorded in metamorphosed carbonate and associated rocks from the southern Austkampane region in the Sør Rondane Mountains, East Antarctica: A protracted Neoproterozoic history at the Gondwana suture zone. *Precambrian Research*, 234, 161-182.
- Nagel, T.J., Hoffmann, J.E. and Münker, C., 2012. Generation of Eoarchean tonalite-trondjemite-granodiorite series from thickened mafic arc crust. *Geology*, 40 (4), 375-378.
- Naqvi, S.M., Ram Mohan, M., Rana Prathap, J.G., Sarma, S.D., 2009. Adakite-TTG connection and fate of Mesoarchean basaltic crust of Holenarsipur Nucleus, Dharwar Craton, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35 (5), 416-434.
- Nédélec, A., Paquette, J.-L., Bouchez, J.-L., Oliver, P. and Ralison, B., 1994. Stratoid granites of Madagascar: structure and position in the Panafrican orogeny. *Geodinamica Acta*, 7, 48-56.

- Nédélec, A., Stephens, W.E., and Fallick, A.E., 1995. The Panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *Journal of Petrology*, 36, 1367-1391.
- Nédélec, A., Ralison, B., Bouchez, J. L. and Grégoire, V., 2000. Structure and metamorphism of the granitic basement around Antananarivo: a key to the Pan-African history of central Madagascar and its Gondwana connections. *Tectonics*, 19 (5), 997-1020.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1982. Formation and diagenesis of weathering profiles. *The Journal of Geology*, 97, 129-147.
- Nesbitt, H.W., and Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 48, 1523-1534.
- Nichols, G.I., Berry, R.F., and Green, D.H., 1992. Internally consistent gahnitic spinel-cordierite-garnet equilibria in the FMASHZn system: geothermobarometry and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 362-377.
- Niu, Y., 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, 45, 2423-2458.
- Niu, Y. and Batiza, R., 1997. Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern Pacific mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, 471-483.
- Nutman, A.P., Chadwick, B., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M.N., 1992. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircon in Sargur supracrustal rocks in Western Karnataka, Southern India. *Journal of Geological Society of India*, 39, 367-374.
- Nutman, A.P., Chadwick, B., Rao, K. and Vasudev, V.N., 1996. SHRIMP U/Pb zircon ages of acid volcanic rocks in the Chitradurga and Sandur Groups, and granites adjacent to the Sandur Schist Belt, Karnataka. *Journal of Geological Society of India*, 47, 153-164.
- Osanai, Y., Nogi, Y., Baba, S., Nakano, N., Adachi T., Hokada, T., Toyoshima, T., Owada, M., Satish-Kumar, M., Kamei, A. and Kitano, I., 2013. Geologic evolution of the Sør Rondane Mountains, East Antarctica: Collision tectonics proposed based on metamorphic processes and magnetic anomalies. *Precambrian Research*, 234, 8-29.
- Paquette, J.-L. and Nédélec, A., 1998. A new insight into Pan-African tectonics in the East-West

- Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar. *Earth and Planetary Science Letters*, 155, 45-56.
- Paquette, J.-L., Moine, B., Rakotondrazafy, M.A.F., 2003. ID-TIMS using the step-wise dissolution technique versus ion microprobe U-Pb dating of metamorphic Archean zircons from NE Madagascar. *Precambrian Research*, 121, 73-84.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, G.A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pearce, J.A. and Stern, R.J., 2006. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. *Back-Arc spreading systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, 63-86.
- Peucat, J.-J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J. and Condie, K.C., 1989. Sr, Nd and Pb isotopic systematics in the Archaean low- to high-grade transition zone of southern India: Syn-accretion vs. post-accretion granulites. *The Journal of Geology*, 97, 537-550.
- Peucat, J.-J., Mahabaleswar, B. and Jayananda, M., 1993. Age of younger tonalitic magmatism and granulitic metamorphism in the South Indian transition zone (Krishnagiri area): comparison with older peninsular gneisses from the Gorur-Hassan area. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, 879-888.
- Peucat, J.-J., Bouhallier, H., Fanning, C.M. and Jayananda, M., 1995. Age of the Holenarsipur greenstone belt, relationships with the surrounding gneisses (Karnataka, South India). *The Journal of Geology*, 103, 701-710.
- Peucat, J.-J., Jayananda, M., Chardon, D., Capdevila, R., Fanning, C.M. and Paquette, J.-L., 2013. The lower crust of the Dharwar Craton, Southern India: Patchwork of Archean granulitic domains, *Precambrian Research*, 227, 4-28.
- Pitfield, P.E.J. and Randriamananjara, T., 2008. Carte Géologique de Madagascar 1/100,000, Feuille N°Q51 – Ampasinambo, Ministère de l'énergie et des mines, Project de Gouvernance des Ressources Minérales, Antananarivo.
- Plavsa, D., Collins, A.S., Payne, J.L., Foden, J.D., Clark, C. and Santosh, M., 2014. Detrital zircons in basement metasedimentary protoliths unveil the origins of southern India, *Geological Society of America Bulletin*, 126, 791-811.
- Polat, A., Hofmann, A.W., Münker, C.M., Regelous, M. and Appel, P.W.U., 2003. Contrasting

- geochemical patterns in the 3.7-3.8 Ga pillow basalt cores and rims, Isua greenstone belt, Southwest Greenland: Implications for postmagmatic alteration processes. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 67, 441-457.
- Poujol, M., Robb, L.J., Anhaeusser, C.R. and Gericke, B., 2003. A review of geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal Craton, South Africa. *Precambrian Research*, 127, 181-213.
- Raharimahefa, T. and Kusky, T.M., 2006. Structural and remote sensing studies of the Southern Betsimisaraka suture, Madagascar. *Gondwana Research*, 10, 186-197.
- Raharimahefa, T. and Kusky, T.M., 2009. Structural and remote sensing analysis of the Betsimisaraka Suture in northeastern Madagascar. *Gondwana Research*, 15, 14-27.
- Raharimahefa, T. and Kusky, T.M., 2010. Temporal evolutions of the Angavo and related shear zone in Gondwana: constrains from LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon ages of granitoids and gneiss from central Madagascar. *Precambrian Research*, 182, 30-42.
- Raharimahefa, T., Kusky, T.M., Toraman, E., Rasoazanamparany, C., and Rasaonina, I., 2013. Geometry and kinematics of the late Proterozoic Angavo Shear Zone, Central Madagascar: Implications for Gondwana Assembly. *Tectonophysics*, 592, 113-129.
- Raith, M.M., Srikantappa, C., Buhl, D. and Koehler, H., 1999. The Nilgiri enderbites, South India: nature and age constraints on protolith formation, high-grade metamorphism and cooling history. *Precambrian Research*, 98, 129-150.
- Raith, M.M., Rakotondrazafy, R. and Sengupta, P., 2008. Petrology of corundum-spinel-sapphirine-anorthite rocks (sakenites) from the type locality in southern Madagascar. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 647-667.
- Rakotonandrasana, N.O.T., 2009. Petrological and geochronological studies on Proterozoic ultra high temperature granulites from the southern part of Madagascar, PhD. Thesis, Yokohama National University.
- Rakotonandrasana, N.O.T., Arima, M., Miyawaki, R. and Rambeloson, R., 2010. Widespread occurrences of Högbomite-2N2S in UHT metapelites from the Betroka Belt, southern Madagascar: Implications on melt or fluid activity during regional metamorphism. *Journal of Petrology*, 51, 869-895.
- Ramakrishnan, M. and Vaidyanadhan, R., 2010. *Geology of India*, vol. 1. Geological Society of

- India, Bangalore, p. 556.
- Rambeloson, R.A., Yoshida, M., Ramasiarinorol, V., Le Duc, L., Ralison, B., 2003. The Central Granites-Gneiss-Migmatite Belt (CGGMB) of Madagascar: the Eastern Neoproterozoic Suture of the East African Orogen, *Gondwana Research*, 6, 641-651.
- Randriamananjara, T., 2008. Carte Géologique de Madagascar 1/100,000, Feuille N°R51 – Vohitrondriana, , Ministere de L'energie et des mines, Project de Gouvernance des Ressources Minérales, Antananarivo.
- Ralison, B. and Nédélec, A., 1997. Contrasted Pan-African structures near Antananarivo (Madagascar), *Gondwana Research Group, Osaka, Japan. Miscellaneous Publications* 5, 83-84.
- Rapp, R.P., Watson, E.B. and Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51, 1-25.
- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D. and Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160, 335-356.
- Rapp, R.P., Shimizu, N. and Norman, M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 425, 605-609.
- Ratheesh-Kumar, R.T., Ishwar-Kumar, C., Windley, B.F., Razakamanana, T., Nair, R.R. and Sajeev, K., 2014. India–Madagascar paleo-fit based on flexural isostasy of their rifted margins. *Gondwana Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.008> in press.
- Raval, U. and Veeraswamy, K., 2003. India-Madagascar separation: breakup along a pre-existing mobile belt and chipping of the craton. *Gondwana Research*, 6, 467-485.
- Razanatseho, M.O.M., Nédélec, A., Rakotondrazafy, M., Meert, J.G. and Ralison, B., 2009. Four-stage building of the Cambrian Carion pluton (Madagascar). *Earth and Environmental Sciences Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100, 133-145.
- Reddey, S.M., Collins, A.S. and Mruma, A., 2003. Complex high-strain deformation in the Usagaran Orogen, Tanzania: structural setting of Palaeoproterozoic eclogites. *Tectonophysics*, 375, 101-123.
- Rekha, S., Viswanath, T.A., Bhattacharya, A. and Prabhakar, N., 2013. Meso/Neoproterozoic crustal

- domains along the north Konkan coast, western India: The Western Dharwar Craton and the Antongil-Masora Block (NE Madagascar) connection. *Precambrian Research*, 233, 316-336.
- Rekha, S., Bhattacharya, A. and Chatterjee, N., 2014. Tectonic restoration of the Precambrian crystalline rocks along the west coast of India: Correlation with eastern Madagascar in East Gondwana. *Precambrian Research*, 252, 191-208.
- Roering, C., van Reenen, D.D., Smit, C.A., Barton, J.M., de Beer, J.H., de Wit, M.J., Stettler, E.H., van Schalkwyk J.F., Stevens, G. and Pretorius, S., 1992. Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt. *Precambrian Research*, 55, 539-552.
- Rollison, H., 2010. Coupled evolution of Archean continental crust and subcontinental lithospheric mantle. *Geology*, 38, 1083-1086.
- Roser, B.P., Kimura, J.-I., Hisatomi, K., 2000. Whole-rock elemental abundances in sandstones and mudrocks from the Tanabe Group, Kii Peninsula, Japan. *Sci Rep Shimane Univ* 19, 101–112.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184, 123-138.
- Rubatto, D. and Gebauer, D., 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Aps. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer, Berlin, 373-400.
- Rubatto, D., Williams, I.S. and Buick, I.S., 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 458-468.
- Rudnick, R.L., McLenna, S.M. and Taylor, S.R., 1985. Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 1645-1655.
- Saito, S., Arima, M., Nakajima, T. and Kimura, J.-I., 2004. Petrogenesis of Ashigawa and Tonogi granite intrusions, southern part of the Miocene Kofu granitic Complex, central Japan: M-type granite in the Izu arc collision zone. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 99, 104-117.
- Sarma, D.S., Fletcher, I.R., Rasmussen, B. McNaughton, N.J., Ram Mohan, M. and Groves D.I., 2011. Archaean gold mineralization synchronous with late cratonization of the Western Dharwar Craton, India: 2.52 Ga U-Pb ages of hydrothermal monazite and xenotime in gold deposits. *Mineral Deposita*, 46, 273-288.

- Sarma, D.S., McNaughton, N.J., Belusova, E., Ram Mohan, M. and Fletcher, I.R., 2012. Detrital zircon U-Pb ages and Hf-isotope systematics from the Gadag Greenstone Belt: Archean crustal growth in the western Dharwar Craton, India. *Gondwana Research*, 22, 843-854.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Gunther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K. and gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: Conventional and in situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 186-201.
- Schofield, D.I., Thomas, R.J., Goodenough, K.M., De Waele, B., Pitfield, P.E.J., Key, R.M., Bauer, W., Walsh, G.J., Lidke, D.J., Ralison, A.V., Rabarimanana, M., Rafahatelo, J.M. and Randriamananjara, T., 2010. Geological evolution of the Antongil Craton, NE Madagascar. *Precambrian Research*, 182, 187-203.
- Sen, S.K. and Bhattacharya, A., 1984. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88, 64-71.
- Senda, R., Kimura, J.-I. and Chang, Q., 2014. Evaluation of a rapid, effective sample digestion method for trace element analysis of granitoid samples containing acid-resistant minerals: Alkali fusion after acid digestion. *Geochemical Journal*, 48, 99-103.
- Seth, B., Kröner A., Mezger, K., Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T. and Okrusch, M., 1998. Archaean to Neoproterozoic magmatic events in the Kaoko belt of NW Namibia and their geodynamic significance. *Precambrian Research*, 92, 341-363.
- Shaw, D.W., 1968. A review of the K-Rb fraction trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32, 573-601.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243.
- Shaw, D.M., 1972. The origin of the Apsley Gneiss, Ontario. *Canadian Journal of Earth Science*, 9, 18-35.
- Smith, R.A., Conrad, J.E., Pitfield, P.E.J., Key, R.M. and Rafahatelo, J.M., 2008a. Carte Géologique de Madagascar 1/100,000, Feuille N°Q53 – Kianjavato, Ministère de L'énergie et des mines, Project de Gouvernance des Ressources Minérales, Antananarivo.
- Smith, R.A., Key, R.M., Pitfield, P.E.J., Potter, C.J. and Rabarimanana, M.H., 2008b. Carte Géologique de Madagascar 1/100,000, Feuille N°Q52 – Antsindra / Amobohinihaonana,

- Ministere de L'énergie et des mines, Project de Gouvernance des Ressources Minérales, Antananarivo.
- Smith, R.A., Pitfield, P.E.J., Key, R.M., Potter, C.J. and Rabarimanana, M.H., 2008c. Carte Géologique de Madagascar 1/100,000, Feuille N°R52 – Marofototra / Vohilava, Ministère de L'énergie et des mines, Project de Gouvernance des Ressources Minérales, Antananarivo.
- Smithies, R.H., 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters*, 182, 115-125.
- Spear, F.S., 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and pressure-temperature-time paths*, pp. 799. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Spear, F.S. and Cheney, J.T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 149-164.
- Steenfelt, A., Garde, A.A. and Moyen, J.-F., 2005. Mantle wedge involvement in the petrogenesis of Archaean grey gneisses in West Greenland, *Lithos*, 79, 207-228.
- Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwana. *Annual Review of the Earth and Planetary Science*, 22, 319-351.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33.
- Stephenson, N.C.N., 2000. Geochemistry of granulite-facies granitic rocks from Battye Glacier, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47, 83-94.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. S., Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. *Geol. Soc. London* 42, 313–345 (special publication).
- Tani, K., Kawabata, H., Chang, Q., Sato, K. and Tatsumi, Y., 2005. Quantitative analyses of silicate rock major and trace elements by X-ray fluorescence spectrometer: Evaluation of analytical precision and sample preparation. *Frontier Research on Earth Evolution*, 2, 1-8.
- Tappe, S., Smart K.A., Person, D.G., Steenfelt, A. and Simonetti, A., 2011. Craton formation in Late Archean subduction zones revealed by first Greenland eclogites. *Geology*, 39, 1103-1106.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: Its Composition and Evolution*. pp. 312, Blackwell Scientific, Oxford, UK.

- Taylor, P.N., Chadwick, B., Moorbath, S., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M.N., 1984. Petrography, chemistry and isotopic ages of Peninsular Gneisses, Dharwar acid volcanics and Chitradurga granites with special reference to Archaean evolution of Karnataka Craton, Southern India. *Precambrian Research*, 23, 349-375.
- Thomas, R.J., De Waele, B., Schofield, D.I., Goodenough, K.M., Horstwood, M., Tucker, R.D., Bauer, W., Annells, R., Howard, K., Walsh, G., Rabarimanana, M., Rafahatelo, J.M., Ralison, A.V. and Randriamanajara, T., 2009. Geological evolution of the Neoproterozoic Bemarivo Belt, northern Madagascar. *Precambrian Research*, 172, 279-300.
- Trendall, A.F., de Laeter, J.R., Nelson, D.R. and Bhaskar Rao, Y.J., 1997a. Further zircon U-Pb age data for the Daginkatte Formation, Dharwar supergroup, Karnataka Craton. *Journal of Geological Society of India*, 50, 25-30.
- Trendall, A.F., de Laeter, J.R., Nelson, D.R. and Mukhopadhyay, D., 1997b. A precise zircon U-Pb age for the Base of the BIF of the Mulaingiri Formation, (Bababudan Group, Dharwar supergroup) of the Karnataka Craton. *Journal of Geological Society of India*, 50, 161-170.
- Trompette, R., 1994. *Geology of western Gondwana*: Rotterdam, Balkema, pp. 350.
- Tucker, R.D., Ashwal, L.D., Handke, M.J., Hamilton, M.A., Le Grange, M. and Rabeloson, R.A., 1999. U-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Archaean and Proterozoic rocks of north-central Madagascar. *Journal of Geology*, 107, 135-153.
- Tucker, R.D., Kusky, T.M., Buhwaldt, R. and Handke, M.J., 2007. Neoproterozoic nappes and superposed folding of the Irema Group, west-central Madagascar. *The Journal of Geology*, 107, 135-153.
- Tucker, R.D., Roig, J.-Y., Delor, C., Amelin, Y., Goncalves, P., Rabarimanana, M.H., Ralison, A.V. and Belcher, R.W., 2011a. Neoproterozoic extension in the Greater Dharwar Craton: A reevaluation of the “Betsimisaraka Suture” in Madagascar. *Canadian Journal of Earth Science*, 48, 389-417.
- Tucker, R.D., Roig, J.-Y., Macey, P.H., Delor, C., Amelin, Y., Armstrong, R.A., Rabarimanana, M.H. and Ralison, A.V., 2011b. A new geological framework for south-central Madagascar, and its relevance to the “out-of-Africa” hypothesis. *Precambrian Research*, 185, 109-130.
- Tucker, R.D., Peters, S.G., Roig, J.-Y., Théveniaut, H. and Delor, C., 2012. Notice explicative des cartes géologique et métallogéniques de la République de Madagascar a 1/1 000 000. Ministère

des Mines, Antananarivo, République de Madagascar.

- Tucker, R.D., Roig, J.-Y., Moine, B., Delor, C. and Peters, S.G., 2014. A geological synthesis of the Precambrian shield in Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 94, 9-30.
- van Reenen, D.D., Barton, J.M., Roering, C., Smith, C.A. and Schalkwyk, J.F., 1987. Deep crystal response to continental collision: The Limpopo belt of southern Africa. *Geology*, 15, 11-14.
- Vasudev, V.N., Chadwick, B., Nutman, A.P. and Hegde, G.V., 2000. Rapid development of the Late Archaean Hutti Schist Belt, Northern Karnataka: Implications of new field data and SHRIMP U/Pb zircon ages. *Journal of Geological Society of India*, 55, 529-540.
- Whalen, J.B., Percival, J.A., McNicoll, V.J. and Longstaffe, F.J., 2002. A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Super Province, Canada: implications for Late Archean tectonomagmatic processes. *Journal of Petrology*, 43, 1551-1570.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York, Springer-Verlag, 334p.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.
- Wirth, K.M., 2004. Origin and evolution of the Kilimafedha Greenstone belt, Eastern Tanzania Craton: evidence from Nd and Pb isotopes, GSA Annual Meeting, Denver.
- Wu, C.-M., Zhang, J. and Ren, L.-D., 2004. Empirical Garnet-Biotite-Plagioclase-Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium- to High-Grade Metapelites. *Journal of Petrology*, 45 (9), 1907-1921.
- Xiong, X., Keppler, H., Audétat, A., Ni, H., Sun, W. and Li, Y., 2011. Partitioning of Nb and Ta between rutile and felsic melt and the fractionation of Nb/Ta during partial melting of hydrous metabasalt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 1673-1692.