

平成 28 年度 課程博士学位請求論文

日本海の拡大に伴う

関東北縁部マグマ活動の変遷

清水 隆一

目次

I. はじめに	1
II. 関東北縁地域における中新世火山岩類の地質と年代	4
1. 鹿沼地域	4
2. 宇都宮地域	4
3. 茂木地域	6
III. 岩石記載	8
1. 鹿沼地域	8
(1) Hn-type	8
a 斜長石斑晶に乏しい玄武岩 (Fig. 9)	8
b 斜長石斑晶に富む玄武岩 (Fig. 10)	9
c 安山岩 (Fig. 11)	9
(2) HSr-type 玄武岩 (Fig. 12)	10
2. 宇都宮地域	11
(1) Myo-type 安山岩 (Fig. 13)	11
(2) Kz-type	11
a 玄武岩 (Fig. 14)	11
b 安山岩 (Fig. 15)	12
c デイサイト (Fig. 16)	12
3. 茂木地域	13
(1) Mtg-type	13
a 玄武岩 (Fig. 17)	13
b 安山岩 (Fig. 18)	14
IV. 分析方法	15
1. 全岩化学分析	15
2. Sr-Nd 同位体比分析	16

V. 分析結果	17
1. 鹿沼地域	17
(1) 主成分組成	17
(2) 微量成分・希土類元素組成	19
(3) Sr-Nd 同位体組成	20
2. 宇都宮地域	20
(1) 主成分組成	20
(2) 微量成分・希土類元素組成	21
(3) Sr-Nd 同位体組成	22
3. 茂木地域	22
(1) 主成分組成	22
(2) 微量成分・希土類元素組成	22
(3) Sr-Nd 同位体組成	23
VI. 議論	24
1. 宇都宮地域火山岩類の成因	24
(1) Kz-type	24
(2) Myo-type	27
2. 鹿沼地域火山岩類の成因	28
(1) Hn-type	28
(2) HSr-type	31
3. 茂木地域火山岩類の成因	32
4. 日本海拡大に伴う沈み込むスラブの変化とマグマ活動	34
VII. 結論	36
謝辞	37
引用文献	38
図版	47

附表.....	87
---------	----

図表一覧

図版

Fig. 1. Location map showing southern margin area in Northeast Japan arc, and the middle Miocene volcanic front (V. F.). Shaded area shows the location of Tochigi prefecture.

Fig. 2. (a) Location map showing Kanuma area in Tochigi prefecture. (b) Geological map of Kanuma area (after Takahashi, 2008b) and locations of sampling points.

Fig. 3. Outcrop of Hinata volcanic rocks (H-02).

Fig. 4. (a) Location map showing Utsunomiya area in Tochigi prefecture. (b) Geological map of Utsunomiya area (after Takahashi and Yoshikawa, 2008) and locations of sampling points.

Fig. 5. Outcrop of Myogazawa volcanic rocks (M-03).

Fig. 6. Outcrop of Kazamiyamada volcanic rocks (K-08).

Fig. 7. (a) Location map showing Motegi area in Tochigi prefecture. (b) Geological map of Motegi area (after Hoshi and Takahashi, 1996a) and locations of sampling points.

Fig. 8. Outcrop of Yamanouchi volcanic rocks (Mtg-05).

Fig. 9. Thin sections of Hn-type basalt (Pl-poor) from Kanuma Area.
Ol, olivine.

Fig. 10. Thin sections of Hn-type basalt (Pl-rich) from Kanuma Area.
Pl, plagioclase.

Fig. 11. Thin sections of Hn-type andesite from Kanuma Area.
Pl, plagioclase; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral.

Fig. 12. Thin sections of HSr-type basalt from Kanuma Area.
Pl, plagioclase; Ol; olivine.

Fig. 13. Thin sections of Myo-type andesite from Utsunomiya Area.
Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene.

Fig. 14. Thin sections of Kz-type basalt from Utsunomiya Area.

Pl, plagioclase.

Fig. 15. Thin sections of Kz-type andesite from Utsunomiya Area.

Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral.

Fig. 16. Thin sections of Kz-type dacite from Utsunomiya Area.

Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral.

Fig. 17. Thin sections of Mtg-type basalt from Motegi Area.

Pl, plagioclase; Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene.

Fig. 18. Thin sections of Mtg-type andesite from Motegi Area.

Pl, plagioclase; Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral.

Fig. 19. FeO*/MgO versus SiO₂ (a), Na₂O + K₂O versus SiO₂ (b) and K₂O versus SiO₂ (c) diagrams of Hinata volcanic rocks, and the middle Miocene volcanic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Middle Miocene volcanic rock data are taken from Watanabe *et al.* (2009), Yagi *et al.* (2001), Uda *et al.* (1986), Takimoto and Shuto (1994), Shuto *et al.* (1985b, 1986, 1992b), Yashima (1963, 1979), Shuto and Yashima (1985), Abe *et al.* (1976), Tagiri *et al.* (2008), Shiramizu *et al.* (1983). The TH(tholeiite)-CA(calc-alkaline) boundary in FeO*/MgO versus SiO₂ diagram is cited from Miyashiro (1974), the AB(alkaline basalt)-HT(high alkali tholeiitic)-LT(low alkali tholeiitic) boundary lines in Na₂O + K₂O versus SiO₂ diagram are cited from Kuno (1968), and the HK(high-K andesite)-MK(medium-K andesite)-LK(low-K andesite) boundary lines in K₂O versus SiO₂ diagram are cited from Gill (1981).

Fig. 20. Major element variation diagrams of Hinata volcanic rocks.

Fig. 21. Trace element variation diagrams of Hinata volcanic rocks.

Fig. 22. Chondrite normalized rare earth element patterns of Hinata volcanic rocks. Normalizing values referred to Sun and McDonough (1989).

Fig. 23. SiO₂ versus NdI (a) and SiO₂ versus SrI (b) diagrams of Hinata volcanic rocks.

Fig. 24. FeO*/MgO versus SiO₂ (a), Na₂O + K₂O versus SiO₂ (b) and K₂O versus SiO₂

(c) diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks, and the middle Miocene volcanic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Middle Miocene volcanic rock data are taken from Watanabe *et al.* (2009), Yagi *et al.* (2001), Uda *et al.* (1986), Takimoto and Shuto (1994), Shuto *et al.* (1985b, 1986, 1992b), Yashima (1963, 1979), Shuto and Yashima (1985), Abe *et al.* (1976), Tagiri *et al.* (2008), Shiramizu *et al.* (1983). The TH(tholeiite)-CA(calc-alkaline) boundary in FeO^*/MgO versus SiO_2 diagram is cited from Miyashiro (1974), the AB(alkaline basalt)-HT(high alkali tholeiitic)-LT(low alkali tholeiitic) boundary lines in $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram are cited from Kuno (1968), and the HK(high-K andesite)-MK(medium-K andesite)-LK(low-K andesite) boundary lines in K_2O versus SiO_2 diagram are cited from Gill (1981).

Fig. 25. Major element variation diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks.

Fig. 26. Trace element variation diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks.

Fig. 27. Chondrite normalized rare earth element patterns of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks. Normalizing values referred to Sun and McDonough (1989).

Fig. 28. SiO_2 versus NdI (a) and SiO_2 versus SrI (b) diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks.

Fig. 29. FeO^*/MgO versus SiO_2 (a), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (b) and K_2O versus SiO_2 (c) diagrams of Motegi volcanic rocks, and the middle Miocene volcanic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Middle Miocene volcanic rock data are taken from Watanabe *et al.* (2009), Yagi *et al.* (2001), Uda *et al.* (1986), Takimoto and Shuto (1994), Shuto *et al.* (1985b, 1986, 1992b), Yashima (1963, 1979), Shuto and Yashima (1985), Abe *et al.* (1976), Tagiri *et al.* (2008), Shiramizu *et al.* (1983). The TH(tholeiite)-CA(calc-alkaline) boundary in FeO^*/MgO versus SiO_2 diagram is cited from Miyashiro (1974), the AB(alkaline basalt)-HT(high alkali tholeiitic)-LT(low alkali tholeiitic) boundary lines in $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram are cited from Kuno (1968), and the HK(high-K andesite)-MK(medium-K andesite)-LK(low-K andesite) boundary lines in K_2O versus SiO_2 diagram are cited from Gill (1981).

Fig. 30. Major element variation diagrams of Motegi volcanic rocks.

- Fig. 31.** Trace element variation diagrams of Motegi volcanic rocks.
- Fig. 32.** Chondrite normalized rare earth element patterns of Motegi volcanic rocks. Normalizing values referred to Sun and McDonough (1989).
- Fig. 33.** SiO₂ versus NdI (a) and SiO₂ versus SrI (b) diagrams of Motegi volcanic rocks.
- Fig. 34.** (La/Yb)_N versus Ce_N (a), Eu/Eu* versus Ce_N (b) and Eu/Eu* versus Sr (c) diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks.
- Fig. 35.** Nb versus Zr diagram of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks, and the basement rocks. Data for Nishikawa *et al.* (2015; granitic rocks), and Kawano *et al.* (2006; sedimentary rocks).
- Fig. 36.** SrI versus NdI diagram of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks, and the granitic basement rocks from Utsunomiya area, and the middle Miocene basaltic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Granitic rock data is taken from Nishikawa *et al.* (2015) and this study. Basaltic rock data are taken from Fukase and Shuto (2000), Kondo *et al.* (2000), Sato *et al.* (2007), Shuto *et al.* (2006, 1992a, 1997, 2008), Ohki *et al.* (1994), Okamura *et al.* (1993), Yamamoto *et al.* (2008).
- Fig. 37.** NdI versus Nd, NdI versus Nb and SrI versus Rb diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks. Assimilation–fractional crystallization (AFC) model calculations for Kz–type basalt to andesite. The AFC trajectories represent fractional crystallization with assimilation of the Utsunomiya granitic rocks (dotted line) and the southern Ashio sedimentary rocks (orange solid line). The parameter *r* is the ratio between the assimilation rate and the fractional crystallization rate (DePaolo, 1981).
- Fig. 38.** Th/Yb versus NdI (a) and Th/Yb versus SrI (b) diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks. Showing the bulk mixing lines of average DMM with average NE Japan arc subducting sediments and global subducting sediment (GLOSS). Data for Workman and Hart (2005; DMM), and Plank and Langmuir (1998; sediments).
- Fig. 39.** SrI versus NdI diagram of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks, and the Quaternary volcanic rocks (after Nakamura *et al.*, 2008; Nakamura and Iwamori,

2009). The Quaternary volcanic rocks from Central Japan added by slab–fluid derived from Philippine Sea plate is shown by the shaded area.

Fig. 40. $(La/Yb)_N$ versus Ce_N diagram of Hinata volcanic rocks.

Fig. 41. Nb versus Zr diagram of Hinata volcanic rocks, and the basement rocks. Data for Kawano *et al.* (1999; granitic rocks), and Kawano *et al.* (2006; sedimentary rocks).

Fig. 42. SrI versus NdI diagram of Hinata volcanic rocks, and the granitic basement rocks from Kanuma area, and the middle Miocene basaltic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Granitic rock data is taken from Kawano *et al.* (1999). Basaltic rock data are taken from Fukase and Shuto (2000), Kondo *et al.* (2000), Sato *et al.* (2007), Shuto *et al.* (2006, 1992a, 1997, 2008), Ohki *et al.* (1994), Okamura *et al.* (1993), Yamamoto *et al.* (2008).

Fig. 43. NdI versus Nd, NdI versus Nb and SrI versus Rb diagrams of Hinata volcanic rocks. Assimilation–fractional crystallization (AFC) model calculations for Hn–type basalt (Pl–poor). The AFC trajectories represent fractional crystallization with assimilation of the southern Ashio granitic rocks (dotted line) and the southern Ashio sedimentary rocks (orange solid line). The parameter r is the ratio between the assimilation rate and the fractional crystallization rate (DePaolo, 1981).

Fig. 44. Th/Yb versus NdI (a) and Th/Yb versus SrI (b) diagrams of Hinata volcanic rocks. Showing the bulk mixing lines of average DMM with average NE Japan arc subducting sediments and global subducting sediment (GLOSS). Data for Workman and Hart (2005; DMM), and Plank and Langmuir (1998; sediments).

Fig. 45. SrI versus NdI diagram of Hinata volcanic rocks, and the Quaternary volcanic rocks (after Nakamura *et al.*, 2008; Nakamura and Iwamori, 2009). The Quaternary volcanic rocks from Central Japan added by slab–fluid derived from Philippine Sea plate is shown by the shaded area.

Fig. 46. $(La/Yb)_N$ versus Ce_N diagram of Motegi volcanic rocks.

Fig. 47. Nb versus Zr diagram of Hinata volcanic rocks, and the basement rocks. Data for Kawano *et al.* (2000; granitic rocks), and Kawano *et al.* (2006; sedimentary rocks).

Fig. 48. SrI versus NdI diagram of Motegi volcanic rocks, and the granitic basement rocks from Motegi area, and the middle Miocene basaltic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Granitic rock data is taken from Kawano *et al.* (2000). Basaltic rock data are taken from Fukase and Shuto (2000), Kondo *et al.* (2000), Sato *et al.* (2007), Shuto *et al.* (2006, 1992a, 1997, 2008), Ohki *et al.* (1994), Okamura *et al.* (1993), Yamamoto *et al.* (2008).

Fig. 49. NdI versus Nd, NdI versus Nb and SrI versus Rb diagrams of Motegi volcanic rocks. Assimilation–fractional crystallization (AFC) model calculations for Mtg–type basalt to andesite. The AFC trajectories represent fractional crystallization with assimilation of the Yamizo granitic rocks (dotted line) and the southern Yamizo sedimentary rocks (orange solid line). The parameter r is the ratio between the assimilation rate and the fractional crystallization rate (DePaolo, 1981).

Fig. 50. Th/Yb versus NdI (a) and Th/Yb versus SrI (b) diagrams of Motegi volcanic rocks. Showing the bulk mixing lines of average DMM with average NE Japan arc subducting sediments and global subducting sediment (GLOSS). Data for Workman and Hart (2005; DMM), and Plank and Langmuir (1998; sediments).

Fig. 51. SrI versus NdI diagram of Motegi volcanic rocks, and the Quaternary volcanic rocks (after Nakamura *et al.*, 2008; Nakamura and Iwamori, 2009). The Quaternary volcanic rocks from Central Japan added by slab–fluid derived from Philippine Sea plate is shown by the shaded area.

Fig. 52. Reconstruction model of before and after the Opening of Japan Sea (after Seno and Maruyama, 1984; Takahashi, 2008 c).

付表

Table 1. Modal compositions of Miocene volcanic rocks from southern margin area in Northeast Japan arc

Table 2. Major and trace element compositions of GSJ rock reference standards for JB-1a and JA-3 using XRF

Table 3. Rare earth element compositions of GSJ rock reference standards for JB-1a and JA-3 using LA-ICP-MS

Table 4. Major and trace element compositions of Miocene volcanic rocks from southern margin area in Northeast Japan arc

Table 5. Rare earth element and Sr-Nd isotope compositions of Miocene volcanic rocks from southern margin area in Northeast Japan arc

Table 6. Mineral/melt distribution coefficients for basaltic to andesitic magma

Table 7. Fractional phase for AFC calculations of basaltic and andesitic magmas

Table 8. Bulk distribution coefficients for AFC calculations of basaltic and andesitic magmas

Table 9. Major and trace element compositions of the granitic basement rocks from Utsunomiya area

Table 10. Rare earth element and Sr-Nd isotope compositions of the granitic basement rocks from Utsunomiya area

Table 11. Geochemical results and ages of Miocene volcanic rocks from southern margin area in Northeast Japan arc

I. はじめに

東北日本には新第三紀中新世に活動した火山岩類が広く分布している(周藤, 2009)。これらの火山岩類についての岩石学的研究は豊富であり, 全てを挙げるとすれば枚挙に暇がない。例えば, 周藤ほか(1988)は東北日本弧北部の中新世火山岩類について, その全岩化学組成を明らかにし, 第四紀火山岩にみられる K_2O などの化学組成の水平変化は, 中期中新世の火山岩類には認められないと述べている。一方, Tamura and Shuto(1989)は東北日本弧中部域における後期中新世火山岩類に $Na_2O + K_2O$ や Rb, Sr などの水平変化があることを明らかにしている。近年, これら火山岩類の総括として, 漸新世から第四紀にわたる玄武岩類について主成分・微量成分・希土類元素・Sr-Nd 同位体組成について詳細な研究結果が報告されている(Shuto *et al.*, 2015)。このように, 東北日本弧の中新世火山岩類を形成したマンツルの部分融解による玄武岩質マグマや, その結晶分化で生じた安山岩質マグマの活動は 13–22 Ma に卓越したと考えられている(Ohki *et al.*, 1994; Sato *et al.*, 2007; Shuto *et al.*, 2006; 周藤ら, 2008 など)。

一方, 前期中新世から中期中新世における日本列島形成過程最大の地質イベントは日本海の拡大であろう(Otofujii *et al.*, 1985 a)。彼らは古地磁気学的研究に基づき, 対馬近海と知床半島沖を回転軸として, 西南日本弧と東北日本弧がそれぞれ時計回りと反時計回りに回転した“観音開きモデル”を提唱した(Otofujii *et al.*, 1985 a)。この活動で形成された大地溝帯がフォッサマグナであり, それによって日本列島は西南日本弧と東北日本弧に区分されることとなった。西南日本弧の東縁は糸魚川-静岡構造線であり, 東北日本弧の南縁は利根川構造線と考えられている(高橋, 2006)。前述の東北日本弧中期中新世火山岩類の活動時期と, 日本海拡大に伴う東北日本弧の反時計回り回転運動が起きた時代(14–21 Ma; Otofujii *et al.*, 1985 a)が一致することは極めて興味深く, 成因的な関連が示唆される。例えば, 前述したように中期中新世の火山岩類にだけ第四紀火山岩類には認められる K_2O の水平変化がみられない点などは, 日本海拡大による起源物質の変化が生じた可能性が暗示される。倉沢・今田(1986)は東北日本の火山岩類の Sr 同位体比を明らかにし, 日本海拡大との関連性を論じている。それによれば, 16 Ma 以前の日本海側火山岩類の Sr 同位体比初生値は高く, 16 Ma 以降に活動した岩石は Sr 同位体比初生値が低いことを明らかにし, 日本海拡大に関連したマンツル・ダイアピルに起因すると論じている(倉沢・今田, 1986)。周藤ら(2008)は, 東北日本海溝側に産する中新世玄武岩の多くが非枯渇マンツル(リソスフェリックマンツル)を起

源とするのに対し、背弧側では 15 Ma 以前と以後に活動した玄武岩の起源マントルが異なり、前者は非枯渇マントルに、後者は枯渇マントル(アセノスフェリックマントル)にそれぞれ由来することを指摘している。言い換えるならば、背弧側地域における起源マントルの変遷は、日本海拡大の原動力となったアセノスフェアの上昇によって起きている可能性が論じられている(Shuto *et al.*, 2006)。このように、マグマ組成の変化と日本海拡大テクトニクスには密接な関係が既に認められており、したがって同じ地域に分布しながら時代と性質が異なっている各々の火山岩類の地球化学的特徴を解析することは、日本海の拡大とマグマ活動の変遷との因果関係を解明する上で重要な意味をもっている。

さらに、中期中新世に日本列島に発生したもう一つの地質イベントとして挙げられるのが、伊豆-小笠原弧の衝突である。日本海拡大末期の 15-16 Ma にフィリピン海プレートの北進によって、伊豆-小笠原弧が南部フォッサマグナに衝突したと考えられており(Takahashi and Saito, 1997)、日本列島の成立に大きな影響を与えている。この伊豆-小笠原弧衝突によって、従来の太平洋プレートによるマグマ発生に加えて、フィリピン海プレートの影響によるマグマが発生することになり、新たな化学的性質を有する火山岩が出現した可能性が考えられる。

上述のように中期中新世に日本列島に生じた二つの地質イベントは、関東北縁地域の中新世火山岩類に最も大きな影響を与えたと推定される。従来、検討が進められてきた地域は東北日本弧の北部から中部域であり、南部域についての研究は行われているものの(周藤・八島, 1985; 石塚・星, 1997; 星・高橋, 1996 a)、二つの地質イベントからみた火山岩類の岩石学的検討は行われていなかった。

東北日本弧南端部に位置する関東北縁地域の中新世火山岩類は栃木県鹿沼市、宇都宮市、茂木町に分布しており(Fig. 1)、それぞれ玄武岩～安山岩～デイサイト組成の火山噴出物が多産している(高橋, 2006)。産出する火山岩類の放射年代は約 15-18 Ma が得られており(Fig. 1; 吉川ら, 2001; 吉川 1998; 石塚・星, 1997 など)、日本海拡大や伊豆-小笠原弧衝突の時期と一致している。つまり、これらの地域の火山岩類の成因を明らかにすることは、前述のような日本海拡大前後における中新世マグマ活動の変化を追跡するとともに、伊豆-小笠原弧の衝突の原因ともなったフィリピン海プレートの影響を考察する上で極めて有効である。しかしながら、先に述べたようにこれら火山岩類の地球化学に関するデータはいくつか報告されているものの(中村ほか, 1989; 高橋, 1989; 伊崎ほか, 1985 など)、Sr-Nd 同位体組成による起源マントルの検討を含めた議論は行われていなかった。そこで本研究では、関東北縁地域の鹿沼、宇都宮、茂木に産する中新世玄武岩～

デイサイトを対象に，その全岩化学主成分，微量成分および Sr-Nd 同位体組成の分析を行い，東北日本弧の中新世玄武岩～デイサイトと比較しながら岩石学的特徴を報告する。そしてこれらの結果に基づいて，火山岩類の成因およびその時間的変遷と，日本海拡大や伊豆-小笠原弧の衝突といった地質イベントを関連付けながら，それらの因果関係を明らかにすることを目的とする。

II. 関東北縁地域における中新世火山岩類の地質と年代

1. 鹿沼地域

鹿沼地域は 16–13 Ma の火山フロントより約 100 km 西に位置している(Fig. 1; Ohki *et al.*, 1993)。本地域の中新世火山岩類は、下位より日向層と深岩層が存在する(高橋, 2008b)。下位の日向層は玄武岩から安山岩および少量のデイサイトからなる溶岩・火砕岩で構成され、これを覆う深岩層は塊状の軽石凝灰岩である。また、本地域東部の縦山付近では日向層と深岩層の間に海成の礫岩および細粒砂岩層(内尾, 1950)が挟まれている(中村ら, 1989; 高橋, 2008b)。本論では日向層の火山岩類を研究対象とする。

日向層火山岩類は安山岩質の火山礫凝灰岩や凝塊角礫岩を主体とし、同質の溶岩流が数枚挟まれ(高橋, 2008b)、本地域の深岩から都賀に向けて幅約 3 km, 南北約 30 km の帯状に分布する(Fig. 2)。また、中村ら(1989)は、溶岩としてカンラン石玄武岩やカンラン石輝石玄武岩、および輝石安山岩が産することを示し、さらに同質のハイアロクラスタイトや自破碎溶岩の産出も報告している。高橋(2008b)によれば、溶岩流には赤色酸化したクリンカーが発達し、また節理の発達した塊状溶岩も認められる(Fig. 3)。これらの火山岩類は黒色緻密の非常に硬質な岩石であり新鮮なものが多いものの、一部は淡褐色に変質した部分も点在する。

日向層の安山岩からは、17.3–15.3 Ma の全岩 K–Ar 年代が報告されている(吉川ら, 2001)。また、高橋(2008b)は日向層の安山岩溶岩流がいずれも正帯磁することを示し、前述の年代値と併せて後述する宇都宮地域の風見山田層に対比されるとしている。本論では日向層火山岩類の地質年代として、全岩 K–Ar 年代の平均値(16.3 Ma; 吉川ら, 2001)を採用して議論を進める。

2. 宇都宮地域

宇都宮地域は 16–13 Ma の火山フロントより約 80–100 km 西に位置している(Fig. 1; Ohki *et al.*, 1993)。本地域の中新世火山岩類は、下位より茗荷沢層および風見山田層と、大谷層の大きく三つに区分されている(吉川ら, 2010)。下位の茗荷沢層および風見山田層は陸上溶岩の噴出を主体とする玄武岩からデイサイト組成のマグマ活動に由来し、それと対照的に上位の大谷層は、流紋岩質マグマの水中火山活動により形成された火砕岩が卓越し、溶岩は比較的少ない。また、大谷層と下位層の間は砂岩・泥岩互層やタービダイト層を挟む不整合で、ある程度の時間間隙を有する可能性が指摘されている(高橋・吉川, 2008; 吉川ら, 2010)。本研究では茗荷沢層および風見山田層の火山岩類を研究対象とする。

茗荷沢層火山岩類は輝石安山岩溶岩と火山礫凝灰岩からなる。溶岩は宇都宮地域西部の半蔵山を中心として、くの字型の小規模な分布が認められ(Fig. 4), 塊状均質な厚い溶岩が露出している(Fig. 5)。新鮮な部分は黒色から暗灰色を呈し緻密で非常に硬質な岩石であるが、暗緑色から黄緑色に変質した部分も多く認められる。また、溶岩には火山活動の休止期を示す火砕岩や堆積岩は挟まれておらず、溶岩がごく短期間に噴出して半蔵山の山体を形成したと推定されている(吉川ら, 2010)。

風見山田層火山岩類は主に輝石安山岩溶岩からなり、同質の凝灰角礫岩、火山礫岩、凝灰質砂岩およびシルト岩を挟在している。これらは、本地域東部の笠松山から北方に向けて幅約 1–3 km, 南北約 10 km の帯状に分布し(Fig. 4), 連続性の悪い露頭が点在する産状がほとんどであるが、稀に大規模な塊状の露頭も見られる(Fig. 6)。この火山岩類は黒色または淡黄緑色を帯びた黒色を呈し、緻密で非常に硬質な岩石である。また、淡褐色の変質部がパッチ状に見られることがあるが、ほとんどは新鮮な部分が占めている。本層は溶岩に対して火砕岩および砕屑岩が少なく、溶岩噴出を主体とする火山活動が活発であった可能性が論じられ、さらにこれらは下位の溶岩を赤色に変色させていることから陸上に噴出したものと考えられている(吉川, 1998 ; 吉川ら, 2010)。

なお、半蔵山に産する溶岩を茗荷沢層に含めた区分は吉川ら(2010)で初めて採用されたもので、従来は風見山田層と同一層準とされていた(例えば, 吉川, 1998)。しかし、高橋・吉川(2008)では半蔵山周辺に分布する茗荷沢層溶岩の古地磁気極性が逆帯磁し、一方で、笠松山北方の風見山田層溶岩は正帯磁することが報告され、両者の間には若干の時間間隙が見出されている。本研究では吉川ら(2010)の地層区分を踏襲する。

茗荷沢層と風見山田層の地質年代は、16.6–14.8 Ma の全岩 K–Ar 年代が報告されている(吉川, 1998 ; 吉川ら, 2001)。ただし、これらの火山岩類は一部に変質が認められ、全岩 K–Ar 年代値は多少の若返りが危惧されている。このため、高橋・吉川(2008)では火山岩類の古地磁気極性や風見山田層に挟まれる溶結凝灰岩のフィッシュトラック年代(17.9–16.6 Ma; 高橋ら, 2001)に基づき、茗荷沢層と風見山田層の年代を 17.5 Ma であるとしている。一方、風見山田層を覆う大谷層の地質年代は、産出する流紋岩溶岩から 14.2 Ma(全岩 K–Ar ; 吉川, 1998)が得られており、これによって風見山田層に年代上限を与えている。しかしながら、茗荷沢層と風見山田層の火山活動が 17.5 Ma 以降も継続していた可能性を否定するには至っていない。そこで本論では、茗荷沢層および風見山田層の地質年代とし

て、全岩 K–Ar 年代の平均値(15.5 Ma; 吉川, 1998 ; 吉川ら, 2001)を用いて議論を進めることにする。

3. 茂木地域

茂木地域は 16–13 Ma の火山フロントより約 50–60 km 西に位置している(Fig. 1; Ohki *et al.*, 1993)。この地域の中新世火山岩類は下位より元古沢層, 山内層, 茂木層に区分されている(Kawada, 1953)。各層に共通して, 斑晶に富む玄武岩～安山岩が多数認められるが, 元古沢層下部から産する無斑晶質の玄武岩だけは元古沢玄武岩の名称で他と明瞭に区別され, 高い TiO₂ 含有量で特徴づけられるソレアイトとして記載されている(周藤ら, 1985a)。周藤らによれば, 元古沢玄武岩のように TiO₂ に富む玄武岩は海洋島や海山などのソレアイトとして出現し, 島弧においてはほとんど見いだされていない。本研究は島弧におけるマグマ活動を対象とすることから, 元古沢玄武岩は取り扱わないこととする。

元古沢層は主として礫岩, 砂岩, シルト岩や凝灰質砂岩および火山礫凝灰岩などの互層からなり, これらの層理に沿って貫入する玄武岩や安山岩質シル, および同質の溶岩が点在している(星・高橋, 1996 a)。これら火山岩類のうち前述の無斑晶質な元古沢玄武岩は, 本地域北東の元古沢周辺や松倉山西方などにおいて断続的に分布し, 一方で斑晶質な玄武岩や輝石安山岩は, 本地域北西の那珂川と荒川の合流点付近や, 元古沢南西に限り分布している(Fig. 7; 周藤ら, 1985a ; 伊崎ら, 1985 ; 星・高橋, 1996 a)。後者は黒色緻密な岩石であり, 極めて新鮮である。

山内層は, 主として火山碎屑岩とこれに挟在する多数のカンラン石玄武岩, 輝石カンラン石玄武岩, および輝石安山岩の溶岩からなり, 下位の元古沢層を非整合に覆っている(高橋, 2008a)。溶岩は板状節理が発達することがあり(Fig. 8), 岩質は黒色緻密で非常に硬質である。また, 稀に茶褐色の変質部が認められる。

茂木層は, 山内層を覆う軽石凝灰岩およびその再堆積物を主とし, 輝石デイサイトの貫入岩および溶岩円頂丘(高橋, 2008a)と, カンラン石輝石玄武岩～安山岩の溶岩流(伊崎ら, 1985)から構成される。このうち, デイサイト質溶岩円頂丘は本地域中央の鎌倉山や八幡山に分布し, 玄武岩～安山岩質の溶岩流は茂木北方などで比較的露出が良い(Fig. 7)。

元古沢層と山内層および茂木層の地質年代は, 産出する斑晶質の玄武岩や安山岩溶岩の全岩 K–Ar 年代として, 18.4–15.7 Ma が報告されている(瀬野ほか, 1987 ; 高橋・星, 1995 ; 石塚・星, 1997)。本地域の火山岩類の地質年代として, 本論では全岩 K–Ar 年代の平均値(16.9Ma; 瀬野ほか, 1987 ; 高橋・星, 1995 ; 石塚・星,

1997)を用いて議論を行う。なお、本地域の火山岩は詳細な古地磁気学的研究が行われており(星・高橋, 1996b, 1999 など), その古地磁気極性は南北方向を示すことが報告され, これらは日本海の拡大による回転運動を被らなかつたとされている(Hoshi and Takahashi, 1997)。

Ⅲ. 岩石記載

鹿沼地域に産する日向層火山岩類と、宇都宮地域の茗荷沢層および風見山田層火山岩類，そして茂木地域に見られる元古沢層，山内層，茂木層火山岩類について，代表的な試料のモード測定結果(約 1000 ポイント)を Table 1 に示す。

1. 鹿沼地域

本研究では後述の岩石組織や Sr-Nd 同位体組成の特徴に基づき，日向層の火山岩類を「Hn-type」と「HSr-type」に区分した。以降はこの名称を用いて議論を行う。

(1) Hn-type

Hn-type は組織の違いや全岩化学組成の特徴に基づいて，斜長石斑晶に乏しい玄武岩と，斜長石斑晶に富む玄武岩，および安山岩に分けて記載する。安山岩は，2種の玄武岩に比して石基の斜長石および単斜輝石が細粒化する特徴をもつ。

a 斜長石斑晶に乏しい玄武岩 (Fig. 9)

単斜輝石カンラン石玄武岩から構成される。斜長石斑晶(0-9.9 vol%)は自形から半自形を呈し，多くは卓状の結晶からなるが，短柱状や短冊状の結晶も含まれる。これらは長径 0.3-1.3 mm 程度の結晶が多く，極稀に 2.3 mm 程度の結晶が含まれている。アルバイト式双晶と累帯構造が認められ，融食して角が丸い場合もある。また，稀に結晶コア中に細粒の褐色ガラスが包有されているほか，カンラン石や単斜輝石とともに集斑晶を形成する場合もある。なお，斜長石斑晶が全く出現しない試料(H-01; Table 1)が存在する。カンラン石斑晶(6.2-9.1 vol%)は自形の紡錘形を呈し，粒径は 0.3-1.1 mm 程度だが最大で 2.8 mm の結晶も出現する。ほとんどの結晶は緑泥石に置換されているが，稀に新鮮な結晶も残っている。なお，リムやクラックに沿ってイデイングス石が発達することが多い。また，Fe-Ti 酸化鉱物や単斜輝石を伴うことが多く，大型の結晶は Fe-Ti 酸化鉱物を包有している。単斜輝石斑晶(4.1-10.6 vol%)は自形から半自形の短柱状～短冊状を呈し，多くの結晶は融食してリムが虫食い状になっている。長径は 0.5 mm 以下のものが多く，最大でも 0.8 mm 程度である。また，双晶や集斑晶が認められ，細粒の Fe-Ti 酸化鉱物を伴うか包有する場合もある。極稀に累帯構造が認められる。Fe-Ti 酸化鉱物斑晶(0.1-0.8 vol%)は半自形から自形の卓状～短柱状を呈し，粒径 0.1-0.6 mm のものが産する。結晶は融食してリムが虫食い状の場合があり，また単斜輝石に伴われることが多い。

石基(74.9-88.7 vol%)は 0.1 mm 未満から 0.2 mm 程度の短冊状～短柱状斜長石と，

0.1 mm 以下の短柱状単斜輝石, および 0.1 mm 未満の卓状～短柱状を呈する Fe-Ti 酸化鉍物で構成され, 間粒状組織を呈する。

b 斜長石斑晶に富む玄武岩(Fig. 10)

カンラン石玄武岩から構成される。斜長石斑晶(25.2–43.7 vol%)は自形の短柱状～短冊状あるいは卓状を呈し, 長径は 3.0 mm 以下のものが多いが最大で 5.3 mm に達する。集斑晶を形成する場合が多く, アルバイト式双晶や累帯構造も認められる。また, 結晶全体に細粒の単斜輝石や Fe-Ti 酸化鉍物および褐色ガラスが包有されるものと, コアには包有物を含まないものがあるが, いずれも微細なガラス包有物がリム付近で同心円状に配列して含まれる場合がある。カンラン石斑晶(0.7–4.5 vol%)は自形から半自形の紡錘形を呈し, 全ての結晶が酸化している。また, 稀に集斑晶を形成する。Fe-Ti 酸化鉍物斑晶(0.1–0.4 vol%)は半自形から自形の卓状～短柱状を呈し, 粒径は 0.1–0.2 mm 程度であり, 融食してリムが虫食い状の結晶が多い。単斜輝石斑晶(< 0.1 vol%)は半自形の短柱状で, 長径は 0.2 mm 以下である。細粒の Fe-Ti 酸化鉍物を伴うか包有する場合があり, また大型の斜長石に包有されることもある。

石基(52.5–71.2 vol%)は 0.1 mm 未満から 0.3 mm 程度の短冊状～針状を呈する斜長石と, 0.1 mm 以下の短柱状～短冊状単斜輝石, 0.1 mm 未満の卓状 Fe-Ti 酸化鉍物, および 0.2 mm 以下の短冊状～短柱状斜方輝石で構成され, 間粒状組織を呈する。

c 安山岩 (Fig. 11)

カンラン石単斜輝石斜方輝石安山岩からなる。斜長石斑晶(23.0–31.0 vol%)は自形から半自形の卓状～短冊状を呈し, 長径 0.3–2.2 mm の結晶が認められる。アルバイト式双晶と累帯構造が見られ, 集斑晶を形成する場合が多い。ガラスや細粒の Fe-Ti 酸化鉍物を包有しており, 包有物を中心としたパッチ状累帯構造が, 結晶全体かもしくはリム付近にのみ発達するものも多い。また, 融食して角の丸い結晶が認められ, その多くはリムに微細なガラスによる汚濁帯を形成している。斜方輝石斑晶(0.4–3.1 vol%)は自形の短柱状から短冊状のものが見られ, 長径は 0.3–1.5 mm である。完全に緑泥石化しているものが多いが新鮮な結晶も認められる。後者は大型であり, 多くが Fe-Ti 酸化鉍物を包有し, リムには細粒のガラスが同心円状に並んで含まれる特徴を有する。また, 稀に集斑晶を形成する。単斜輝石斑晶(0.8–2.7 vol%)は自形の短柱状～短冊状を呈し, 長径 1 mm 程度のものが多く最大で 1.8 mm に達する。単斜輝石のみからなる集斑晶が多く, 稀に斜長石

や斜方輝石とともに集斑晶を形成している。また、大型の結晶は細粒の Fe-Ti 酸化鈹物やガラスを包有しているほか、クラック沿いに緑泥石が発達することがある。カンラン石斑晶(0-2.4 vol%)は自形の紡錘形で、粒径は 0.4 mm 以下である。大部分が緑泥石や方解石に置き換わっており、新鮮なものは少ない。Fe-Ti 酸化鈹物斑晶(0.5-0.9 vol%)は自形から半自形の卓状～短柱状を呈し、粒径は 0.1-0.3 mm である。多くが単斜輝石に伴われて産し、一部は融食して角が丸くなっている。

石基(61.3-70.4 vol%)は 0.2 mm 以下の短冊状～針状斜長石と、極めて微細な単斜輝石および Fe-Ti 酸化鈹物が認められ、これら以外の大部分を隠微晶質な微細鈹物が充填する填間状組織を呈する。

(2) HSr-type 玄武岩(Fig. 12)

HSr-type はカンラン石玄武岩および斜方輝石単斜輝石カンラン石玄武岩から構成される。斜長石斑晶(19.1-30.4 vol%)は自形の卓状～短冊状を呈し、長径は 0.3-2.8 mm 程度である。アルバイト式双晶や累帯構造が認められ、集斑晶を形成するものも多い。結晶中には細粒の Fe-Ti 酸化鈹物やガラスが包有され、これら包有物を中心にパッチ状累帯構造が認められることも多い。この構造は結晶全体に発達する場合と、リムにのみ発達する場合とがある。また微細なガラスからなる汚濁帯が発達することもあり、汚濁帯は結晶全体に渡って形成される場合と、コアは清澄でリム付近にのみ出現する場合とがある。カンラン石斑晶(2.4-7.1 vol%)は自形の紡錘形で、粒径は 1 mm 以下のものが多いが最大で 1.6 mm に達する。新鮮なものが多いが結晶の周縁部やクラックに沿ってイディングス石が発達することもあり、結晶全体が緑泥石化している場合もある。また、比較的新鮮な結晶からなる集斑晶が産する。単斜輝石斑晶(0-2.4 vol%)は自形から半自形の短柱状を呈し、長径 0.3-1.2 mm のものが産する。大型の結晶は Fe-Ti 酸化鈹物を含んでおり、リムが緑泥石化することもある。また、稀にだが双晶している場合がある。斜方輝石斑晶(0-1.0 vol%)は自形の短柱状または短冊状を呈し、長径は 0.2-1.2 mm 程度である。結晶は完全に緑泥石によって置き換わっており、細粒の Fe-Ti 酸化鈹物や斜長石を包有する。稀に集斑晶を形成する。Fe-Ti 酸化鈹物斑晶(0.1-0.9 vol%)は自形の卓状～短柱状のものが見られ、粒径は 0.1-0.2 mm 程度であり、単斜輝石に伴われることが多い。

石基(59.3-75.0 vol%)は 0.2 mm 程度の比較的粗粒な短冊状～短柱状斜長石が大部分を占め、これと斑晶鈹物の粒間を、0.1 mm 以下の短冊状～短柱状単斜輝石と

微細な Fe-Ti 酸化鉍物が埋める場合と、隠微晶質な微細鉍物が充填する場合とがあり間粒状～填間状組織を呈する。

2. 宇都宮地域

本研究では地質単位や噴出年代を考慮し、茗荷沢層の火山岩類を「Myo-type」、風見山田層の火山岩類を「Kz-type」として区分した。

(1) Myo-type 安山岩(Fig. 13)

Myo-type は主に単斜輝石斜方輝石安山岩からなり、斜方輝石単斜輝石安山岩も一部認められる。斜長石斑晶(15.3–25.7 vol%)は自形から半自形の短柱状を呈し、長径は 0.2–2 mm 程度のものであるが、最大長径は 2.8 mm に達する。アルバイト式双晶や累帯構造を示すものが多く、結晶中に褐色のガラス包有物が認められる。さらに、単斜輝石とともに集斑晶を形成する場合もある。斜方輝石斑晶(0.6–9.1 vol%)は自形から半自形を呈し、短柱状または短冊状のものである。長径は 1.5 mm 以下のものが多く、最大で 2.7 mm に達する。結晶は緑泥石に置換されていることがあり、その場合新鮮な部分は網状に残存しているのみである。単斜輝石斑晶(0.2–7.7 vol%)は自形で短柱状のものである。長径は 0.1–2 mm 程度で、最大長径は 2.8 mm に達する。また、斜方輝石の反応縁が発達することがある。Fe-Ti 酸化鉍物斑晶(0–0.7 vol%)は自形の卓状～短柱状を呈し、粒径は 0.1–0.3 mm である。斜方輝石に伴われるか包有されて産することが多く、稀に単斜輝石に伴われていることもある。

石基(62.1–83.8 vol%)は 0.1–0.2 mm の短冊状斜長石と、微細な単斜輝石、Fe-Ti 酸化鉍物、斜方輝石およびガラスから構成され、間粒状組織～填間状組織を呈する。

(2) Kz-type

Kz-type は組織の違いや全岩化学組成の特徴に基づき玄武岩、安山岩、デイサイトに分けて記載する。玄武岩からデイサイトに向けて石基鉍物は細粒化する傾向があり、この特徴は斜長石で顕著に認められる。

a 玄武岩 (Fig. 14)

斜長石が目立つ斜方輝石単斜輝石玄武岩からなる。斜長石斑晶(38.8 vol%)は自形の卓状～短冊状を呈し、長径は 0.5–2.0 mm のものが多く最大径は 2.6 mm に達する。アルバイト式双晶と累帯構造が顕著で、細粒のガラス包有物が多数存在する。また、ガラス包有物を中心にパッチ状累帯構造が多くの結晶で認められ、これは結晶全体に存在する場合や、コアにのみ見られリムは清澄な場合、あるいは

コアは清澄でリムにパッチ状累帯構造が認められる場合がある。さらに、長径 1 mm 程度の結晶が集斑状に産することがある。単斜輝石斑晶(1.3 vol%)は自形から半自形の短柱状で、最大径が 0.5 mm 程度である。斜方輝石斑晶(0.6 vol%)は自形から半自形の短柱状を呈し、長径 1 mm 以下のものが多い。大部分が緑泥石化している。Fe-Ti 酸化鉱物斑晶(0.1 vol%)は、自形から半自形の卓状で長径 0.1 mm 程度である。

石基(59.2 vol%)は 0.2 mm 程度の短柱状斜長石と、細粒な短冊状斜方輝石、および微細な Fe-Ti 酸化鉱物からなり間粒状組織を呈する。

b 安山岩 (Fig. 15)

単斜輝石斜方輝石安山岩と斜方輝石単斜輝石安山岩から構成される。斜長石斑晶(12.5–32.1 vol%)は自形の卓状～短冊状を呈し、長径 0.3–3 mm 程度のものが中心だが、稀に 4 mm を超える結晶も見られ最大径は 5.5 mm に達する。大型のものは Fe-Ti 酸化鉱物や斜方輝石、単斜輝石を包有している。ほとんどの結晶は累帯構造が見られ、アルバイト式双晶も顕著に認められる。また玄武岩と同様に、ガラス包有物を中心としたパッチ状累帯構造が認められる。さらに、非常に微細なガラス包有物からなる汚濁帯が認められることもある。なお、斜長石のみからなる集斑晶が産するほか、単斜輝石と斜方輝石、Fe-Ti 酸化鉱物とともに集斑晶を形成する場合もある。斜方輝石斑晶(0.3–3.1 vol%)は自形から半自形で短柱状～短冊状を呈し、長径 1.0 mm 以下の場合が多く最大径は 1.4 mm 程度である。大型のものは Fe-Ti 酸化鉱物を包有する。新鮮なものと緑泥石化したものがそれぞれ認められる。単斜輝石斑晶(0.5–4.3 vol%)は自形から半自形で、短柱状～短冊状を呈し長径は 0.3–2.0 mm である。Fe-Ti 酸化鉱物や斜長石、斜方輝石を伴うか包有することがあり、また斜方輝石の反応縁が認められる。Fe-Ti 酸化鉱物斑晶(0.2–1.7 vol%)は自形から半自形で卓状～短柱状を呈し、長径は 0.1–0.8 mm である。斜長石や単斜輝石、斜方輝石に包有されることが多い。

石基(60.6–87.0 vol%)は 0.2 mm 以下の短柱状～針状の斜長石、細粒の卓状～短冊状 Fe-Ti 酸化鉱物、短冊状～針状の斜方輝石および単斜輝石からなり間粒状組織を呈する。

c デイサイト (Fig. 16)

単斜輝石斜方輝石デイサイトからなる。斜長石斑晶(17.0–26.7 vol%)は自形から半自形の卓状～短冊状を呈し、長径 0.3–3.0 mm のものも多く、最大径 4.0 mm に達する。大型のものは Fe-Ti 酸化鉱物や単斜輝石、ガラスを包有している。アル

バイト式双晶や累帯構造が顕著であり，コアにパッチ状累帯構造が認められる場合が多い。清澄な結晶も多いが，この場合ほとんどのコアには融食痕が見られる。また，単斜輝石やFe-Ti酸化鉱物とともに集斑晶を形成する。斜方輝石斑晶(3.0-3.9 vol%)は自形から半自形の短柱状～短冊状を呈し，長径は0.5-1.7 mmである。一部が緑泥石に置き換わっていることがあるが，新鮮な結晶も認められる。単斜輝石斑晶(0.6-2.2 vol%)は自形から半自形の短柱状を呈し，長径は0.6-1.2 mm程度でFe-Ti酸化鉱物を包有することが多い。また，大型のものは斜長石を包有する。Fe-Ti酸化鉱物斑晶(0.7-1.4 vol%)は自形から半自形の卓状～短冊状を呈し，長径0.2-0.5 mmで斜方輝石や単斜輝石に伴われることが多い。

石基(68.2-77.6 vol%)は0.1 mm程度の細粒な針状斜長石と微細なFe-Ti酸化鉱物，斜方輝石，単斜輝石とガラスからなり，間粒状組織～填間状組織を呈する。

3. 茂木地域

本研究では元古沢層，山内層，茂木層の火山岩類を「Mtg-type」と呼称して取り扱う。

(1) Mtg-type

Mtg-typeは組織の違いや全岩化学組成の特徴に基づき玄武岩，安山岩に分けて記載する。玄武岩から安山岩に向け，石基の斜長石が細粒化する傾向が認められる。

a 玄武岩 (Fig. 17)

カンラン石単斜輝石含有玄武岩からなる。斜長石斑晶(45.1 vol%)は自形の卓状～短冊状を呈し，長径0.3-3.3 mmの結晶が出現する。アルバイト式双晶や累帯構造が見られ集斑晶も多く，結晶中には細粒のFe-Ti酸化鉱物やガラス，および単斜輝石からなる包有物が点在することが多い。また，包有物を中心にパッチ状累帯構造が顕著に認められ，この構造が結晶全体に認められる場合と，清澄なコアの周囲で同心円状の包有物が発達する場合とがある。単斜輝石斑晶(0.2 vol%)は半自形の短柱状を呈し，長径は0.3 mm程度と細粒であり，多くは緑泥石に置換されている。また，細粒のFe-Ti酸化鉱物を包有することがある。カンラン石斑晶(0.2 vol%)は半自形の紡錘形を呈し，長径は0.1-0.3 mmで完全に緑泥石化している。Fe-Ti酸化鉱物斑晶(0.1 vol%)は自形の卓状～短柱状を呈し，粒径は0.1-0.2 mmである。この含有量は極めて少なく，1枚の薄片中に2-3粒程度しか含まれない。

石基(54.5 vol%)は0.1 mm以下の短柱状～短冊状斜長石と，0.2 mm以下の短柱状～短冊状単斜輝石，微細なFe-Ti酸化鉱物からなり間粒状組織を呈する。

b 安山岩 (Fig. 18)

斜方輝石単斜輝石安山岩とカンラン石単斜輝石含有安山岩から構成される。斜長石斑晶(23.8–25.3 vol%)は自形の卓状～短冊状を呈し、長径は 1.5 mm 以下の場合が多いが最大長径は 2.7 mm に達する。アルバイト式双晶が顕著であり、累帯構造を示すものも多く、集斑晶が形成される場合もある。結晶は細粒の単斜輝石や褐色のガラスおよび Fe–Ti 酸化鉍物を包有しており、稀に斜方輝石を伴っている。また、微細なガラス包有物からなる汚濁帯が結晶全体に形成されることと、清澄なコアの周囲で汚濁帯累帯構造が認められる場合とがある。単斜輝石斑晶(0.5–7.7 vol%)は自形から半自形の短柱状を呈し、長径 0.4–1.3 mm の結晶が認められる。また、融食して角が丸い場合もある。結晶は Fe–Ti 酸化鉍物を含んでおり、一部は細粒の斜長石も包有している。稀に単斜輝石のみからなる集斑晶が出現し、さらに Fe–Ti 酸化鉍物や斜方輝石とともに集斑晶を形成する場合もある。斜方輝石斑晶(0–3.6 vol%)は自形の短冊状～短柱状を呈する。長径は 0.2–1.4 mm 程度であり、結晶中に細粒の褐色ガラスを含むことがある。また、リムやクラックに緑泥石が発達することもある。カンラン石斑晶(0–0.4 vol%)は半自形の紡錘形を呈し、粒径は 0.1–0.4 mm のものが出現し、完全に方解石に置き換わっている。Fe–Ti 酸化鉍物斑晶(0.3–0.7 vol%)は自形の卓状～短柱状を呈し、粒径 0.1–0.3 mm 程度の結晶が認められる。単斜輝石や斜方輝石に伴われて産することが多い。

石基(62.4–75.1 vol%)は 0.2 mm 以下の短冊状～針状斜長石と短柱状単斜輝石、および微細な Fe–Ti 酸化鉍物と斜方輝石からなり間粒状組織を呈する。

IV. 分析方法

1. 全岩化学分析

鹿沼地域の Hn-type (4 試料)と HSr-type (2 試料), 宇都宮地域の Myo-type (5 試料)および Kz-type (13 試料), そして茂木地域の Mtg-type(6 試料)を対象に, 全岩化学主成分・微量成分および希土類元素分析を行った。岩石は鉄乳鉢で粒径 5 mm 以下になるように粉碎後, メノウ製のボールミルで細粉化し, 粉末試料は 900°C で 1 時間以上の強熱処理を行った。強熱前後には試料重量を測定し, Loss on ignition (L.O.I.; 強熱減量)も測定している。強熱後は, 粉末試料と融剤の混合比が 1:2 になるように, 試料 1.3000 g と融剤 2.6000 g を量りとり, アルミナ乳鉢で混ぜあわせた。試料と融剤の混合物は, 直径約 3cm の白金製のつぼに入れ, ビードサンプラー(東京科学社製 TK-4100)を用いて 1100°C の加熱溶解を行い, 加熱開始から 7 分後に冷却してガラスビードを作成した。

主成分, 微量成分分析は立正大学地球環境科学部環境システム学科の蛍光 X 線分析装置(XRF; リガク社製 ZSX Primus II)を用いて行い, 希土類元素分析は同施設の LA-ICP-MS(ICP-MS は SII 社製 SPQ9000 四重極型, LA 装置は CETAC 社製 LSX-200 Nd-YAG Laser 266nm)を用いて行った。

XRF の分析方法は川野(2010)に基づきガラスビード法で行った。ただし, 分析条件を改善し, 理論マトリックス補正計算は de Jongh モデルを用い, L.O.I.を含む補正計算(山田, 2010)を加えている。測定した元素は, 主成分元素である Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P と, 微量元素である Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, V, Y, Zn, Zr の合計 25 元素である。なお, 川野(2010)では Co, Ga, Th, Zn を取り扱っていないため, 新たに Co-K α , Ga-K α , Th-La, Zn-K α 線の計数値を用いた検量線を作成し分析を行った。作成した全元素の検量線に関して, その相関係数は 0.99 以上である。研究期間中に測定した岩石標準試料 JB-1a (Basalt)および JA-3 (Andesite)の主成分, 微量成分分析結果と, 公表値 (Imai *et al.*, 1995)を Table 2 に示した。また, 表には測定値と公表値の差(Dif)と, この値の測定値に占める割合(Dif %)も併せて示している。

LA-ICP-MS の分析方法は新藤ら(2009)に基づき, XRF 分析で使用したのと同じガラスビードを用いた。ガラスビードは表面をレーザーで掘削してエアロゾル化し, これを ICP-MS に導入して分析を行った。測定した元素は, 希土類元素(ランタノイド)である La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu と, 内標準元素とした Y の合計 15 元素である。分析した全ての火山岩試料の

希土類元素含有量は、XRF で測定した Y の定量値で内標準補正を施した。研究期間中に測定した岩石標準試料 JB-1a および JA-3 の希土類元素分析結果と、公表値(Imai *et al.*, 1995)を Table 3 に示した。この表には、測定値と公表値の差(Dif)と、この値の測定値に占める割合(Dif %)も併せて示した。

2. Sr-Nd 同位体比分析

鹿沼地域の Hn-type (6 試料)と HSr-type (4 試料), 宇都宮地域の Myo-type (5 試料)および Kz-type (7 試料), そして茂木地域の Mtg-type(6 試料)を対象に, Sr-Nd 同位体比の分析を行った。Sr と Nd の抽出は清水・川野(2015)に従い, 立正大学地球環境科学部のクリーンルーム内で行った。また, 同位体比の測定は新潟大学自然科学研究科の表面電離型質量分析装置(Finnigan 社製 MAT262)を用い, 測定方法は Miyazaki and Shuto(1998)に従った。試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ と $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は, $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ と $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ でそれぞれ規格化した。研究期間中に測定した Sr 同位体標準試料 NBS987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は 0.710252 ± 0.000005 ($n = 12$)であり, Nd 同位体標準試料 JNdi-1 の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は 0.512080 ± 0.000004 ($n = 14$)であった。なお, 分析した全ての火山岩試料について, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は NBS987 が 0.710251 , $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は JNdi-1 が 0.512106 であるとして補正を施している。

V. 分析結果

主成分、微量成分組成を Table 4 に、また希土類元素と Sr-Nd 同位体組成、および各火山岩類の年代値を用いて算出した同位体比初生値を Table 5 に示した。なお、鹿沼地域の Hn-type および HSr-type については、宮下(2015MS)による全岩化学主成分・微量成分および希土類元素組成のデータも含めて議論を進める。

1. 鹿沼地域

(1) 主成分組成

Figure 19 には $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ および $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ の関係図を示した。Figure 19a (Miyashiro, 1974)において、Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩は、斜長石斑晶に富む玄武岩に比べ FeO^*/MgO 比が明らかに小さい特徴をもつ。また、斜長石斑晶に乏しい玄武岩と安山岩は、ほとんどがカルクアルカリ系列の領域にプロットされるが、 SiO_2 含有量の増加とともにソレイト系列の領域へ向かって FeO^*/MgO 比が増大する傾向がある。そして、斜長石斑晶に富む玄武岩はソレイト系列の領域にプロットされるが、 FeO^*/MgO 比の差は小さく、 SiO_2 含有量の増加に伴う変化傾向は不明瞭である。一方、HSr-type は概ねソレイト系列の領域に含まれ、分散してプロットされるため SiO_2 含有量の増加に対する FeO^*/MgO 比の変化傾向は不明瞭である。Hn-type と HSr-type を比較すると、HSr-type の FeO^*/MgO 比は Hn-type の斜長石斑晶に富む玄武岩より小さく、斜長石斑晶に乏しい玄武岩よりも大きい。次に、Figure 19b (Kuno, 1968)において Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩は、斜長石斑晶に富む玄武岩に比べ $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含有量が小さい。また、斜長石斑晶に乏しい玄武岩と安山岩は低アルカリソレイトの領域にプロットされており、 SiO_2 含有量の増加に伴い $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含有量が増大する傾向がある。なお、この増大傾向は斜長石斑晶に乏しい玄武岩で比較的顕著である。そして、斜長石斑晶に富む玄武岩は高アルカリソレイトの領域に含まれ、 SiO_2 含有量とともに $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含有量が増加している。一方で、HSr-type は SiO_2 含有量の増加に連れて、高アルカリソレイトから低アルカリソレイトの領域に向かって $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含有量が微増している。Hn-type と HSr-type を比較すると、HSr-type の $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含有量は、Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩と組成範囲が重複し、斜長石斑晶に乏しい玄武岩よりも小さい。東北日本弧中期中新世火山岩類と比較すると、Hn-type と HSr-type は、背弧側および海溝側火山岩類と同様の組成範囲に含まれている。次に、Figure 19c (Gill, 1981)において、Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩は、斜長石斑晶に富む玄武

岩と K_2O 含有量が一部重複するが全体的に乏しい。また、斜長石斑晶に乏しい玄武岩と安山岩は、 SiO_2 含有量の増加に伴い K_2O 含有量が増大し、やや分散しつつも低カリウム安山岩から中間カリウム安山岩の領域に向かって変化する傾向を示している。そして、斜長石斑晶に富む玄武岩は中間カリウム安山岩の領域にプロットされており、 SiO_2 含有量の増加に伴い K_2O 含有量が比較的急激に増大している。一方、HSr-type は SiO_2 含有量の増加に対して K_2O 含有量があまり変化せず、低カリウム安山岩の領域に向かう特徴をもつ。Hn-type と HSr-type を比較すると、HSr-type の K_2O 含有量は、Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩と組成範囲が一部重複し、斜長石斑晶に乏しい玄武岩よりも小さい特徴が認められる。なお、東北日本弧中期中新世火山岩類と比較すると、Hn-type と HSr-type は背弧側および海溝側火山岩類と組成範囲が一致するものの、Hn-type 安山岩の一部のみ海溝側火山岩類の領域から外れている。

Figure 20 には主成分元素ハーカー図を示した。Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩は、斜長石斑晶に富む玄武岩に比べ MgO 含有量が明らかに大きく、 TiO_2 や Al_2O_3 、 Na_2O および P_2O_5 の含有量が小さい。また、斜長石斑晶に乏しい玄武岩と安山岩は、 SiO_2 含有量の増加に伴い FeO^* 、 MgO 、 CaO 含有量が減少し、 Al_2O_3 と Na_2O および P_2O_5 が増大する傾向を示している。ただし Al_2O_3 だけは、安山岩から減少傾向に転じている。なお、 TiO_2 は組成差が小さく、 MnO は分散するため、その変化傾向は不明瞭である。そして、斜長石斑晶に富む玄武岩は SiO_2 含有量の増加に伴い、 Al_2O_3 と MnO 、 CaO 含有量が減少しているが、 MgO や Na_2O は組成差が小さく、 TiO_2 や P_2O_5 は分散するためその変化傾向は不明瞭である。一方、HSr-type は SiO_2 含有量の増加とともに、 TiO_2 と FeO^* 、 Na_2O 、 P_2O_5 が微増し、 CaO が減少している。また、 Al_2O_3 と MnO は分散するものの、前者が増加し、後者が減少している。 MgO は発散しており変化傾向が不明瞭である。Hn-type と HSr-type を比較すると、HSr-type は TiO_2 や Al_2O_3 、 FeO^* 、 CaO 、 P_2O_5 の含有量が Hn-type の斜長石斑晶に富む玄武岩と一部重複し、斜長石斑晶に乏しい玄武岩よりも高濃度である。これとは逆に、HSr-type は Na_2O 含有量が斜長石斑晶に乏しい玄武岩と重複し、斜長石斑晶に富む玄武岩より低濃度である。さらに、HSr-type は MgO 含有量が Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩に比して乏しく、斜長石斑晶に富む玄武岩よりも富んでいる特徴がある。なお Hn-type の 2 種類の玄武岩と HSr-type は、 MnO の組成範囲が一致している。

(2) 微量成分・希土類元素組成

Figure 21 には SiO_2 -微量元素変化図を示した。Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩は、斜長石斑晶に富む玄武岩に比べ Co や Cr, Cu, Ni の含有量が大きく、Nb や Nd, Rb, Sr, Y および Zr の含有量が小さい特徴がある。ただし、両者は Cu と Rb, Y の組成範囲が部分的に重複しており、Ba と Pb, Th, V の組成範囲が概ね一致している。また、斜長石斑晶に乏しい玄武岩と安山岩は、 SiO_2 含有量の増加に伴い Co や Cr, Cu, Ni, V の含有量が減少するが、Cu だけは安山岩から増加傾向に転じている。そして Ba と Nb, Nd, Pb, Rb, Sr, Th, Y および Zr が分散しつつも増大する傾向を示しているが、安山岩からは Ba, Nb, Nd, Pb, Rb, Sr, Y が減少傾向に転じている。さらに、斜長石斑晶に富む玄武岩は SiO_2 含有量の増加に伴い、分散しつつも Co や Cu が減少し、Ba や Cr, Nb, Nd, Rb, Zr が増大している。しかし、Ni と Pb, Th は組成差が小さく、Sr や V, Y は分散が著しいため変化傾向は認められない。一方、HSr-type は SiO_2 含有量の増加とともに Ba と Cu, Sr, V が微増し、Nd, Th が発散しつつも増大する傾向を示す。また、Cr, Ni が減少し、Co は発散するものの、全体的には減少している。しかし、Nb, Pb, Rb, Y は分散が著しく、Zr は組成差が乏しいため、その変化傾向は不明瞭である。Hn-type と HSr-type を比較すると、HSr-type は Cu や Sr, Zr の含有量が Hn-type の斜長石斑晶に富む玄武岩と一部重複しており、斜長石斑晶に乏しい玄武岩よりも Cu が乏しく、Sr と Zr に富んでいる。また、HSr-type は Ba と Nb, Pb, Rb の含有量が斜長石斑晶に乏しい玄武岩と重複し、斜長石斑晶に富む玄武岩より低濃度である。さらに、HSr-type は Co や Cr, Ni 含有量が Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩に比して乏しく、斜長石斑晶に富む玄武岩よりも富んでいる特徴がある。なお Hn-type の 2 種類の玄武岩と HSr-type は Nd, Th, V, Y の組成範囲が一致している。

Figure 22 には、火山岩類の希土類元素含有量を C1chondrite (Sun and McDonough, 1989) で規格化した REE パターンを示した。Hn-type は斜長石斑晶に乏しい玄武岩から斜長石斑晶に富む玄武岩、そして安山岩に変化するに連れ、希土類元素含有量が高くなる傾向が認められる。また、希土類元素含有量の増加に伴い、フラットな REE パターンから、La から Sm にかけて右下がりに傾斜するパターンへ変化する特徴がある。HSr-type は概ねフラットなパターンをもっているが、最も希土類元素含有量大きい 1 試料のみ、Ce と Pr が強い負異常を示している。また、この 1 試料を除いた全てのパターンは、Eu の弱い正異常を示す特徴がある。なお、

Hn-type と HSr-type を比較すると、両者のパターンは同様の形を示し、希土類元素組成範囲も一致している。

(3) Sr-Nd 同位体組成

Hn-type は Nd 同位体比初生値 (NdI) が 0.512599–0.512822, Sr 同位体比初生値 (SrI) が 0.703989–0.705606 を示し, HSr-type は NdI = 0.512186–0.512267, SrI = 0.710386–0.710683 を示す (Table 5)。Figure 23 には、火山岩類の SiO₂ 含有量に対する NdI の関係図と、SrI の関係図をそれぞれ示した。Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩は、斜長石斑晶に富む玄武岩よりも NdI が高く、SrI が低い。また、斜長石斑晶に乏しい玄武岩と安山岩は、SiO₂ 含有量の増加に伴い NdI が減少し、SrI が増加する傾向がある。一方、HSr-type は SiO₂ 含有量の増加に連れて、発散しつつも NdI が減少し、SrI が増加する傾向を示す。Hn-type と HSr-type の同位体組成は大きく異なり、HSr-type は NdI が低く SrI が高い特徴がある。

2. 宇都宮地域

(1) 主成分組成

Figure 24 には FeO*/MgO–SiO₂, Na₂O + K₂O–SiO₂ および K₂O–SiO₂ の関係図を示した。Figure 24a (Miyashiro, 1974) において、Myo-type と Kz-type は FeO*/MgO 比が一部重複するが、後者がわずかに大きい。Myo-type はソレイト系列とカルクアルカリ系列の境界線付近にプロットされる。また、その変化傾向は不明瞭である。一方、Kz-type はソレイト系列の領域にプロットされ、SiO₂ 含有量の増加とともに FeO*/MgO 比が増大する傾向を示す。また、Figure 24b (Kuno, 1968) において Myo-type と Kz-type を比較すると、全体的に後者は Na₂O + K₂O 含有量に富んでいる。Myo-type は低アルカリソレイトの領域にプロットされ、SiO₂ 含有量の増加に対して Na₂O + K₂O 含有量はあまり変化しない。Kz-type は高アルカリソレイトの領域にプロットされ、SiO₂ とともに Na₂O + K₂O 含有量が増加する直線的な傾向が認められる。東北日本弧中期中新世火山岩類と比較すると、Myo-type は背弧側火山岩類と組成範囲が一致し、海溝側火山岩類と異なる特徴を示す。そして、Kz-type は背弧側および海溝側火山岩類と同様の組成範囲に含まれている。Figure 24c (Gill, 1981) において、Myo-type と Kz-type は K₂O 含有量が重複するが、前者が部分的に乏しい。Myo-type は低カリウム安山岩から中間カリウム安山岩の境界線付近にプロットされ、その傾向は不明瞭である。一方、Kz-type は玄武岩と一部の安山岩 (SiO₂ > 53 wt%) のみ低カリウム安山岩の領域に含まれるが、それ以外は全て中間カリウム安山岩の領域にプロットされる。また、SiO₂ 含

有量とともに K_2O 含有量が増加する直線的な傾向を示している。次に東北日本弧中期中新世火山岩類と比較すると、Myo-type は背弧側火山岩類と組成範囲が一致するものの、一部は海溝側火山岩類の領域から外れている。そして Kz-type は背弧側および海溝側火山岩類と同様の組成範囲に含まれている。

Figure 25 には主成分元素ハーカー図を示した。Myo-type は Kz-type に比して、MgO に富み、CaO もわずかに富む特徴をもつ。一方で Kz-type は、Myo-type よりも Na_2O と P_2O_5 の含有量が明らかに高い。また、Myo-type と Kz-type は TiO_2 含有量が重複するが、前者が部分的に乏しい。なお、Myo-type は SiO_2 含有量の増加に伴い MgO と CaO の含有量が減少する傾向が見られるが、 Al_2O_3 、 FeO^* 、 MnO 、 Na_2O は組成幅が小さく、 TiO_2 と P_2O_5 の含有量は分散するため明瞭な変化傾向を示さない。Kz-type は SiO_2 含有量の増加に伴い、 TiO_2 と Al_2O_3 、 FeO^* 、MgO、CaO の含有量が減少し、 Na_2O の含有量が増大する傾向を示す。また、 SiO_2 に対する TiO_2 と Na_2O の含有量の変化傾向には直線性が認められる。一方、 MnO と P_2O_5 の含有量は分散し、変化傾向が不明瞭である。

(2) 微量成分・希土類元素組成

Figure 26 に SiO_2 -微量元素変化図を示した。Myo-type と Kz-type を比較すると、Myo-type は Cr に富んでおり、Kz-type は Nd と Y, Zr に富んでいる。また、Myo-type は各微量元素の組成幅が小さいか、もしくは分散が著しいため SiO_2 含有量の増加に対する変化傾向が不明瞭である。一方、Kz-type は SiO_2 含有量の増加とともに、Ba, Nb, Nd, Pb, Rb, Th, Y, Zr の含有量が増大し、Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V の含有量が減少する傾向にある。ただし、 SiO_2 含有量が 60 wt% 付近まで増加した際、Ni だけは減少から増加傾向へと転ずる。なお、 SiO_2 に対する Ba, Nb, Nd, Pb, Rb, Sr, Th および Zr の含有量の変化傾向には直線性が認められる。

Figure 27 には、火山岩類の希土類元素含有量を C1chondrite (Sun and McDonough, 1989) で規格化した REE パターンを示した。Myo-type は La から Sm にかけて右下がりに傾斜し、Sm から Lu までは比較的フラットなパターンを示している。一方、Kz-type は希土類元素含有量の低い玄武岩や安山岩がほぼフラットなパターンを示し、安山岩からデイサイトに向け希土類元素含有量が高くなるに連れ、La から Sm にかけて右下がりに傾斜する特徴がある。また、Kz-type は玄武岩を除いた全てのパターンに弱い Eu の負異常が認められる。Myo-type と Kz-type を比較すると、La から Nd で一部重複するものの、Kz-type は Myo-type に比して、全ての希土類元素含有量が明らかに高い特徴をもつ。

(3) Sr-Nd 同位体組成

Myo-type は NdI が 0.512237–0.512668, SrI が 0.707892–0.709922 を示し, Kz-type は NdI = 0.512637–0.512855, SrI = 0.704684–0.705679 を示す(Table 5)。Figure 28 には, 火山岩類の SiO₂ 含有量に対する NdI の関係図と, SrI の関係図をそれぞれ示した。Kz-type は NdI が高く, Myo-type は SrI が高い。また, Myo-type は NdI と SrI の組成幅が大きい特徴をもつ。さらに, Kz-type は SiO₂ 含有量の増加に伴い NdI が減少し, SrI が増加する弱い傾向が認められる。一方, Myo-type は分散する。

3. 茂木地域

(1) 主成分組成

Figure 29 には FeO*/MgO–SiO₂, Na₂O + K₂O–SiO₂ および K₂O–SiO₂ の関係図を示した。Figure 29a (Miyashiro, 1974)において, Mtg-type は分散するが概ねソレイト系列の領域にプロットされており, SiO₂ 含有量の増加とともに FeO*/MgO 比が増大する傾向がある。また, Figure 29b (Kuno, 1968)において, Mtg-type は低アルカリソレイトと高アルカリソレイトの境界付近に分散してプロットされ, SiO₂ 含有量が増加するに連れて Na₂O + K₂O 含有量が増大する特徴が認められる。東北日本弧中期中新世火山岩類と比較すると, Mtg-type は背弧側および海溝側火山岩類と同様の組成範囲に含まれている。次に, Figure 29c (Gill, 1981)において, Mtg-type は玄武岩が低カリウム安山岩と中間カリウム安山岩の境界付近にプロットされるが, 安山岩に変化するに連れ中間カリウム安山岩の領域に向かう特徴があり, SiO₂ 含有量の増加に伴い K₂O 含有量が増大する傾向を示す。また, 東北日本弧中期中新世火山岩類と比較すると, Mtg-type は背弧側および海溝側火山岩類と組成範囲が一致している。

Figure 30 には主成分元素ハーカー図を示した。Mtg-type は SiO₂ 含有量の増加に伴い, FeO*, MgO, CaO の含有量が減少している。また, やや分散するものの TiO₂ と MnO が減少し, Na₂O と P₂O₅ の含有量が増大する傾向を示す。一方, Al₂O₃ の含有量は分散し, 変化傾向が不明瞭である。

(2) 微量成分・希土類元素組成

Figure 31 に SiO₂–微量元素変化図を示した。Mtg-type は SiO₂ 含有量の増加とともに, Ba, Nb, Nd, Pb, Rb, Th, Y, Zr の含有量が増大し, Co と V の含有量が減少する傾向にある。また, Cr と Cu はやや分散しつつも減少する傾向を示すが, Ni と Sr は分散が著しく変化傾向が不明瞭である。

Figure 32には、火山岩類の希土類元素含有量を C1chondrite (Sun and McDonough, 1989)で規格化した REE パターンを示した。Mtg-type は La から Ho にかけて右下がりに傾斜し、Ho から Lu までは比較的フラットなパターンを示している。また、玄武岩から安山岩に向け希土類元素含有量が高くなるに連れ、La から Sm にかけての右下がり傾斜角度がわずかに大きくなる特徴がある。

(3) Sr-Nd 同位体組成

Mtg-type は NdI が 0.512352–0.512675, SrI が 0.705648–0.707641 を示している (Table 5)。Figure 33 には、火山岩類の SiO₂ 含有量に対する NdI の関係図と、SrI の関係図をそれぞれ示した。Mtg-type は NdI と SrI のどちらもやや分散しているが、SiO₂ 含有量の増加に連れて NdI が減少し、SrI が増加する傾向を示す。

VI. 議論

鹿沼地域(Hn-type, HSr-type)と宇都宮地域(Myo-type, Kz-type), そして茂木地域(Mtg-type)に産する中新世玄武岩～デイサイトは, いずれも東北日本弧の中新世火山岩類と同様の化学的特徴をもつ島弧ソレイト質の火山岩類である(Figs. 19, 24, and 29)。東北日本弧のソレイト質玄武岩や安山岩, デイサイトの成因には, 前述のように島弧下のマントル部分融解によって玄武岩質マグマが生成されることと, その分別結晶作用によって安山岩やデイサイトが生成されるとする議論がある(周藤ら, 2008 など)。また, 宇都宮地域の Myo-type と Kz-type の成因に関しては, 筆者のデータに基づいて議論がなされている(清水, 2016)。まずは, 清水(2016)の結果に基づき, 宇都宮地域の Myo-type および Kz-type の成因について説明する。

1. 宇都宮地域火山岩類の成因

(1) Kz-type

Kz-type は SiO_2 含有量の増加に伴い主成分元素と微量元素含有量が増減するなめらかな変化傾向(Figs. 24b, 24c, 25, and 26)を形成していることから, 玄武岩質マグマの分別結晶作用によって形成された可能性が考えられる。そして, Kz-type の REE パターンに見られる Eu の負異常は, 斜長石の分別によって生じた可能性が高い(Fig. 27)。そこで, Kz-type の斑晶鉱物による分別結晶作用の可能性を検討するために, Table 6 には玄武岩から安山岩質マグマに対する微量元素の分配係数を示した。また, Table 7 には Kz-type 玄武岩から安山岩の斑晶モード組成による平均値を示し, この値を分別相とした微量元素の全岩分配係数を Table 8 に示した。さらに, Figure 34 に $(\text{La}/\text{Yb})_N$ versus Ce_N と Eu/Eu^* versus Ce_N および Eu/Eu^* versus Sr の関係図を示した。なお, 元素記号に N を付記した場合は, C1chondrite の推奨値(Sun and McDonough, 1989)によって規格化したことを表し, Eu の負異常の指標となる Eu/Eu^* 比は $[\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{(1/2)}]$ によって求めた(Taylor and McLennan, 1985)。希土類元素の全岩分配係数は, 軽希土類元素(La, Ce)が重希土類元素(Yb)よりも高い特徴があり(Table 8), このため斑晶鉱物の分別結晶作用が進行すれば重希土類元素が相対的に多く液相に濃集し, REE パターンにおける右下がりの傾斜は小さくなる。一方, Kz-type は Ce_N と $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比の間に強い正の相関が認められる(Fig. 34a)。このことは, 希土類元素含有量の増加とともに, REE パターンにおける La から Yb にかけての右下がり傾斜がより急傾斜に変化していくことを意味している (Fig. 27)。したがって, Kz-type の REE パターンの変化は, 玄武岩

質マグマが斑晶鉱物を分別したという考えとは矛盾している。次に Eu の負異常について検討する。Eu の全岩分配係数は他の希土類元素に比べて高い特徴があり (Table 8), 斑晶鉱物の分別が進行すれば Eu の負異常が大きくなると考えられる。そして, Kz-type は Ce_N と Eu/Eu^* 比の間に負の相関が認められる (Fig. 34b)。 Eu/Eu^* 比は, その値が小さいほど REE パターンにおける Eu 負異常が大きいことを表し (Taylor and McLennan, 1985), このことから Kz-type は, 希土類元素含有量の増加に伴い Eu の負異常が大きくなるといえる。したがって, Figure 34b における Ce_N と Eu/Eu^* 比の負の相関は, 玄武岩質マグマが斑晶鉱物を分別したという考えと調和的である。一方, Figure 34c では Eu/Eu^* と Sr に正の相関が認められる。Sr は斜長石に対する分配係数が高いため (Table 8), 斜長石の分別 (Eu/Eu^* 比の減少) に伴いマグマから取り去られるはずである。すなわち, Sr が Eu/Eu^* 比と強い相関をもつことは, 斜長石の分別結晶作用が生じたことを示唆する。以上まとめると, Sr や Eu の負異常の変化は Kz-type の分別結晶作用を支持するものの, REE パターン全体の変化については単純な分別結晶作用だけでは説明困難である。

そこで, Kz-type の起源となる玄武岩質マグマに基盤岩の同化などの影響があった可能性について検討する。玄武岩質マグマが Kz-type の斑晶鉱物を分別するとき, Nb は Zr よりも全岩分配係数が小さい (Table 8)。したがって, Kz-type が単純な斑晶鉱物の分別結晶作用によって形成されたならば, その Zr/Nb 比は小さく変化するはずである。そこで, Figure 35 に Myo-type と Kz-type の Nb versus Zr 図を示す。また, 基盤岩との反応を検討するために, 調査地域内に産する宇都宮花崗岩類 (西川ら, 2015 ; Table 9) と 風見山田層分布域の南西部に露出する足尾山地南部堆積岩 (Kawano *et al.*, 2006) の値も示した。Figure 35 において, Kz-type はほぼ Zr/Nb 比 = 30 を保ったまま両成分の含有量が増加する直線的な傾向を示しており, 単純に斑晶鉱物の分別結晶作用が生じただけでは説明できない。また, Kz-type の変化傾向の延長線上には基盤岩がプロットされており, 基盤岩の同化による影響を被った可能性が示唆される。

Kz-type の Sr-Nd 同位体組成に着目すると, Figure 28 で示されたように SiO_2 含有量の増加とともに NdI と SrI が増減している。分別結晶作用では Sr-Nd 同位体比は変化しないため, Kz-type の形成には上部地殻との同化といった同位体組成を変化させるプロセスが関与していると考えられる。Figure 36 には SrI versus NdI の関係図を示し, 基盤岩との反応を検討するために宇都宮花崗岩類 (西川ら, 2015 ; Table 9 and 10) の値も示した。Kz-type は玄武岩からデイサイトへ変化するに連れ, 花崗岩類の組成領域に向かう傾向があり, 前述のような上部地殻による

影響が示唆される。

そこで、Kz-type の起源となる玄武岩質マグマが斑晶鉱物を分別し、なおかつ本地域の基盤岩との同化作用を生じたことによって、同位体組成と化学組成の変化を説明可能であるか、AFC モデル (Assimilation-Fractional Crystallization Model; DePaolo, 1981)を用いて検討した。本論では玄武岩質マグマが基盤岩である宇都宮の花崗岩類、もしくは足尾山地南部の堆積岩類を同化した場合における Sr-Nd 同位体組成の変化傾向と、Rb, Nd および Nb 含有量の変化傾向を推定する。モデルに使用する親マグマの同位体組成および化学組成は、 $\text{SiO}_2 = 48 \text{ wt\%}$ の未分化な玄武岩質マグマを仮定し、Kz-type の主成分ハーカー図および SiO_2 -微量元素変化図 (Figs. 25 and 26)と、 SiO_2 に対する NdI および SrI の変化傾向 (Fig. 28)を基にして、 SiO_2 が 48 wt%になるまで傾向を延長して求めた (NdI = 0.51295, SrI = 0.70430, Rb = 7 ppm, Sr = 250 ppm, Nd = 10 ppm, Nb = 3 ppm)。同化物質とした花崗岩の組成は西川ら(2015)の平均値 (NdI = 0.51214, SrI = 0.71306, Rb = 164 ppm, Sr = 150 ppm, Nd = 27 ppm, Nb = 10 ppm; Table 9 and 10)を使用し、足尾山地南部の堆積岩には Kagami *et al.*, (2006)と Kawano *et al.*, (2006)によるデータの平均値 (NdI = 0.51202, SrI = 0.72332, Rb = 116 ppm, Sr = 164 ppm, Nd = 18 ppm, Nb = 11 ppm)を用いた。また、各元素の全岩分配係数は Table 8 の値を使用した。AFC モデルの計算結果を NdI versus Nd と NdI versus Nb, および SrI versus Rb の関係図として示した (Fig. 37)。NdI に対する Nd と Nb の関係図においては、花崗岩と堆積岩のどちらを同化したとしてもほぼ同様の変化を示すことがわかる。また、Kz-type は AFC 曲線付近にプロットされている。一方、SrI と Rb の関係図では、Kz-type は主に花崗岩との AFC 曲線に沿うようにプロットされている。このことから Kz-type マグマには、基盤の花崗岩との同化作用が働いた可能性がある。

なお、Figure 36 の SrI versus NdI の関係図では、Kz-type の起源物質を検討するため東北日本弧の背弧側に分布する枯渇マントルと、海溝側に分布する非枯渇マントルにそれぞれ由来すると考えられている未分化な玄武岩の組成範囲も示した (Shuto *et al.*, 2006; 山元ら, 2008 など)。Kz-type は非枯渇マントルに近い組成をもっており、その起源は非枯渇マントルに対応するリソスフェリックマントル (Shuto *et al.*, 2006; 周藤ら, 2008)である可能性が示唆される。

次に、プレートの沈み込み成分による影響を被った可能性を検討する。島弧下のマントル融解には、沈み込むプレートの堆積物に由来する流体の付加が重要であり (Iwamori, 1998), 流体の混合によって Th/Yb 比が増加すると考えられる (Hanyu *et al.*, 2006)。また、東北日本弧に産する玄武岩質マグマの起源マントルがもつ組

成は、流体が付加される以前は Depleted MORB Mantle (DMM) と類似していることが示されている(Shuto *et al.*, 2015)。そこで、Figure 38 には Th/Yb versus NdI と Th/Yb versus SrI の関係図を示し、さらに DMM と沈み込む堆積物との混合線を示した。Kz-type は DMM よりも高い Th/Yb 比をもつことから、起源となる非枯渇マンタルの融解に流体が関与した可能性が示唆される。しかし、Figure 38b では DMM と堆積物間の混合線とは明確に異なる傾向が認められる。このことから、Kz-type の起源マンタルに対する流体の付加量は小さかったと考えられる。

一方、Kz-type には非平衡な鉱物組み合わせは認められないが、玄武岩～デイサイトの斜長石斑晶にはパッチ状累帯構造が普遍的に認められ(Figs. 15 and 16)、また安山岩に含まれる斜長石斑晶には汚濁帯も認められる(Fig. 15)。斜長石斑晶に見られる汚濁帯は、低温マグマと高温マグマの混合により結晶が融解あるいは急成長することによって形成されたと考えられている(Sakuyama, 1979)。さらに、SiO₂ 含有量の増加に伴い TiO₂ と Sr 含有量が減少し、K₂O と Na₂O, Ba, Nb, Pb, Rb, Th, Zr 含有量が増大する直線的な傾向が認められ(Figs. 24c, 25, and 26)、Sakuyama(1979)で示されたマグマ混合の特徴と一致する。このことから、Kz-type の低温なデイサイト質マグマと、高温な玄武岩質マグマによるマグマ混合が生じたことが推定される。

以上のことから、Kz-type は非枯渇マンタルの部分融解による玄武岩質マグマを起源とするものと考えられる。また、玄武岩質マグマによる斑晶鉱物の分別結晶作用と上部地殻花崗岩との同化作用により、デイサイト質に分化したマグマが先行してマグマ溜まりを形成し、新たに玄武岩質マグマが注入され、分化マグマとの内部混合作用が生じて火山活動が起きた可能性が示唆される。

(2) Myo-type

前述のように、Myo-type は東北日本弧の背弧側火山岩類と同様の化学的特徴をもっている(Figs. 24b and 24c)。一方で、Myo-type は SrI が高く NdI が低い特徴をもち、非枯渇マンタルや Kz-type の組成範囲には含まれず、Kz-type の起源となる玄武岩質マグマから、地殻物質との同化作用によって形成することは困難である(Figs. 36 and 37)。このように高い Sr 同位体組成をもつ火山岩を形成する要因の一つに海水による汚染が挙げられる。海水の影響があった場合、Nd 同位体組成にはほとんど影響がなく、SrI versus NdI 関係図において SrI だけが高くなることが知られている(周藤ら, 2008)。しかし、Myo-type の SrI と NdI は強い負の相関が認められるため、海水による汚染では説明できない(Fig. 36)。そこで、沈み込む

プレートの堆積物に由来する流体によって影響を被った可能性を検討する。Figure 38 において Myo-type は分散するものの、DMM と堆積物間の混合線付近にプロットされている。このことから Myo-type は、流体によって汚染された起源物質から形成されたものと推定される。

Nakamura and Iwamori(2009)は日本の第四紀火山や沈み込むプレートの堆積物の同位体組成を検討し、島弧マグマの起源物質に対する流体の付加量について定量的見積もりを試みている。これによると、より高い Sr 同位体比と低い Nd 同位体比をもつ島弧マグマの形成には、太平洋プレート由来流体だけでなく、フィリピン海プレート由来流体の付加が重要である。そこで Figure 39 に Myo-type と Kz-type の SrI versus NdI 関係図を示し、さらに中部日本および東北日本弧に産する第四紀火山岩の組成範囲も併せて示した(Nakamura *et al.*, 2008; Nakamura and Iwamori, 2009)。この図から、Myo-type はフィリピン海プレート由来流体を付加された中部日本の第四紀火山岩よりも、さらに高い Sr 同位体組成と低い Nd 同位体組成をもつことがいえる。したがって、宇都宮地域の地下に伏在する非枯渴マントルカンラン岩へフィリピン海プレート由来流体がもたらされ、流体を付加されたマンツルの部分融解によって Myo-type のマグマが生じた可能性がある。

Nakamura and Iwamori(2009)は第四紀において、フィリピン海プレート由来流体の付加量は中部日本と九州・沖縄地域で大きく、東北日本弧では付加量が小さいことを示している(Fig. 39)。一方で、Otofuji *et al.* (1985 b)の日本海観音開きモデルに基づけば、15Ma 以前の東北日本弧は NE - SW 方向に伸びた配置に復元され、したがってフィリピン海プレートとの位置関係も第四紀とは異なることが予想される。宇都宮地域に分布する Myo-type の起源マンツルに対してフィリピン海プレート由来流体の付加量が多い事実は、15 Ma 以前の東北日本弧の少なくとも南端部においては、フィリピン海プレートの影響があったことを示唆している。

2. 鹿沼地域火山岩類の成因

(1) Hn-type

中村ら(1989)は、日向層から高い MgO(10 wt%)および Cr 含有量(480 ppm)と、1 以下の FeO*/MgO 比を示す玄武岩が出現することを見い出しており、周藤ら(1985 b)で議論されるマンツル起源の初生的なカンラン石ソレイトとの比較から、日向層玄武岩がマンツル起源の未分化な玄武岩質マグマからなると推定している。Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩は、中村ら(1989)が示す未分化玄武岩と同様に高い MgO(7-10 wt%)と Cr(330-430 ppm)含有量、そして低い FeO*/MgO 比

(0.8–1.0)を示すことから(Figs. 19, 20, and 21), 未分化な玄武岩質マグマを起源とする可能性が高い。また, Hn-type は SiO_2 含有量が増加するに連れ, 斜長石斑晶に乏しい玄武岩から安山岩へ向けて主成分および微量元素含有量が増減する特徴があり(Figs. 19b, 19c, 20, and 21), 未分化な玄武岩質マグマからの分別結晶作用によって, 安山岩が形成された可能性を示している。また, 斜長石斑晶に乏しい玄武岩は, 斜長石斑晶に富む玄武岩とほぼ同量の SiO_2 を示し, FeO^* や CaO , V の組成も概ね一致しているが, その一方で MgO や Ni, Cr などの固相濃集元素は前者が富み, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ や Nb, Nd といった液相濃集元素は後者が富むといった, 明確な組成差も認められる(Figs. 19, 20, and 21)。このことも, 分別結晶作用によって, 未分化な玄武岩質マグマから斜長石斑晶に富む玄武岩が導かれることを暗示している。そこで, Hn-type の斑晶鉱物による分別結晶作用を検討するために全岩分配係数を算出した(Table 8)。算出の際は, 斜長石斑晶に乏しい玄武岩が未分化な玄武岩質マグマ起源であると推定されること, そして Hn-type の REE パターンに Eu の負異常が認められないため(Fig. 22), 分別には斜長石の関与が比較的小さいと判断されることから, 分別相として斜長石斑晶に乏しい玄武岩のみからなる斑晶モード組成平均値を用いた(Table 7)。そして Figure 40 には, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ versus Ce_N の関係図を示した。この図に用いた値は, 全て C1chondrite の推奨値(Sun and McDonough, 1989)によって規格化している。希土類元素の全岩分配係数は, 軽希土類元素(La, Ce)が重希土類元素(Yb)よりも小さい特徴を示しており(Table 8), 斑晶鉱物の分別が進行すれば, 軽希土類元素が相対的に多く液相に濃集すると考えられ, REE パターンは右下がりの傾斜が大きく変化するはずである。Hn-type は Ce_N と $(\text{La}/\text{Yb})_N$ に強い正の相関が認められることから(Fig. 40), 斜長石斑晶に乏しい玄武岩から斜長石斑晶に富む玄武岩, そして安山岩に向かって希土類元素濃度が上昇しつつ, REE パターンの右下がり傾斜がより急傾斜に変化していると言える(Fig. 22)。このような REE パターンの変化は, Hn-type の起源となる玄武岩質マグマが, 斜長石斑晶に乏しい玄武岩の斑晶鉱物を分別しているという考えを支持している。

次に, 希土類元素以外の液相濃集元素においても, 前述の分別結晶作用が支持されるか検討する。斜長石斑晶に乏しい玄武岩の斑晶鉱物を分別相とした場合, Nb は Zr よりも全岩分配係数が小さいため(Table 8), Hn-type は分別結晶作用の進行に伴い Zr/Nb 比が小さく変化するものと推定される。そこで, Figure 41 には Hn-type の Nb versus Zr 関係図を示した。Hn-type は斜長石斑晶に乏しい玄武岩から, 斜長石斑晶に富む玄武岩および安山岩に向かって両成分が増加する一連の傾

向が認められ、その間に Zr/Nb 比が 30–40 から 20 程度まで低下しており、このことも Hn-type の起源となる玄武岩質マグマが、斜長石斑晶に乏しい玄武岩の斑晶鉱物を分別している考えと調和的である。なお、この図には基盤岩との同化作用をも検討するために、鹿沼地域の西部に分布する足尾山地の南部花崗岩類(川野ら, 1999), および堆積岩類(Kawano *et al.*, 2006)の値も示している。そして、Hn-type の変化傾向の延長線上にはこれら基盤岩類がプロットされており、その影響が示唆される。

このことから、Hn-type の Sr–Nd 同位体比を用いて、基盤岩との同化の可能性を検討していく。Figure 23 では、斜長石斑晶に乏しい玄武岩に比して、斜長石斑晶に富む玄武岩や安山岩の SrI が低く、また NdI が高い特徴が認められる。分別結晶作用では Sr–Nd 同位体比が変化しないことから、Hn-type の起源となる玄武岩質マグマに、基盤岩との同化などが関与している可能性は否定できない。Figure 42 には SrI versus NdI 関係図を示し、また基盤岩の関与を検討するために足尾山地花崗岩類(川野ら, 1999)の値も示した。Hn-type は斜長石斑晶に乏しい玄武岩から富む玄武岩、および安山岩に変化するとともに、花崗岩の組成領域に向かう傾向が認められるため、基盤岩との同化が起きている可能性が考えられる。

そこで、Hn-type の起源となる未分化な玄武岩質マグマが、斑晶鉱物を分別しながら基盤岩と同化作用を生じたと仮定し、その場合の化学組成および同位体組成の変化傾向について AFC モデル(Depaolo, 1981)を用いて推定した。ここでは未分化な玄武岩を親マグマとし、鹿沼地域の基盤岩である足尾山地南部の花崗岩類、および堆積岩類を同化物質と仮定し、Sr–Nd 同位体比と Rb, Nd, および Nb 含有量の変化を検討する。前述のように、Hn-type の斜長石斑晶に乏しい玄武岩は、未分化な玄武岩質マグマを起源とする可能性があることを考慮し、モデルの親マグマ組成として斜長石斑晶に乏しい玄武岩の平均値を使用した(NdI = 0.51280, SrI = 0.70420, Rb = 11 ppm, Sr = 220 ppm, Nd = 8 ppm, Nb = 1.5 ppm; Table 4 and 5)。同化物質の組成は、足尾山地南部の花崗岩類について川野ら(1999)のデータを平均して求め(NdI = 0.51228, SrI = 0.71050, Rb = 170 ppm, Sr = 210 ppm, Nd = 19 ppm, Nb = 11 ppm)、堆積岩類は Kagami *et al.* (2006)と Kawano *et al.* (2006)によるデータの平均値(NdI = 0.51202, SrI = 0.72332, Rb = 116 ppm, Sr = 164 ppm, Nd = 18 ppm, Nb = 11 ppm)を用いた。また、各元素の全岩分配係数は Table 8 の値を使用した。Figure 43 には、AFC モデルの計算結果を NdI versus Nd, NdI versus Nb および SrI versus Rb の関係図に示した。NdI に対する Nd と Nb の関係図では、Hn-type が花崗岩と堆積岩それぞれとの AFC 曲線に沿うようプロットされている。また SrI に

対する Rb の関係図においては、Hn-type が主に堆積岩との AFC 曲線付近にプロットされている。したがって、Hn-type の形成では、その起源となる玄武岩質マグマが斑晶鉱物を分別しながら、基盤の堆積岩類との同化作用が起きたと考えられる。

なお、Figure 42 の SrI versus NdI 関係図では、Hn-type の起源物質を推定するために東北日本弧の枯渇マントルと、非枯渇マントル起源の未分化な玄武岩組成もあわせて示している(Shuto *et al.*, 2006; 山元ら, 2008 など)。この図から、Hn-type は非枯渇マントルの組成と一致していることがわかり、このことから Hn-type は非枯渇マントルに対応するリソスフェリックマントル(Shuto *et al.*, 2006; 周藤ら, 2008)の部分融解によって生成されたと考えられる。

次に、プレートの沈み込み成分による影響が大きかった可能性を検討する。Figure 44 には Th/Yb versus NdI と Th/Yb versus SrI の関係図を示した。この図には、東北日本弧に産する玄武岩質マグマの起源マントルとして DMM の組成を示し、これと沈み込む堆積物との混合線もあわせて示した。Hn-type は DMM に比して高い Th/Yb 比をもっており、堆積物由来の流体によってこの値が増加することから(Hanyu *et al.*, 2006)、Hn-type の起源となる非枯渇マントルの融解に流体の関与が示唆される。また、Figure 44a において、Hn-type は分散しつつも DMM と堆積物間の混合線上にプロットされていることも、流体の関与を暗示している。一方で、Figure 44b において、Hn-type は混合線と明確に異なり、Th/Yb の増加に対して SrI が余り増加しない傾向が認められる。このことから、Hn-type の起源マントルに対する流体の関与は小さかったと考えられる。

以上のことから、Hn-type は非枯渇マントルの部分融解による未分化な玄武岩質マグマを起源とし、その斑晶鉱物の分別結晶作用と、基盤を構成する堆積岩との同化作用により、安山岩質まで分化したマグマが形成されたものと考えられる

(2) HSr-type

HSr-type は東北日本弧の海溝側および背弧側に産する火山岩類と同様の化学的特徴を示している(Figs. 19b and 19c)。一方で、この玄武岩は枯渇マントルや非枯渇マントル、および Hn-type に比して著しく SrI が高く、NdI が低い特徴もあわせて持っている(Fig 42)。したがって、HSr-type の形成には、基盤岩の同化やフィリピン海プレート由来流体の影響などにより、著しく化学組成や Sr-Nd 同位体組成を改変された可能性が示唆される。

Figure 43 の AFC モデルでは、HSr-type はいずれの関係図においても AFC 曲線

から外れており，Hn-type の起源となる未分化な玄武岩質マグマから，基盤岩との同化作用によって形成することは困難である。

次に，沈み込むプレート由来流体によって影響を被った可能性を検討する。Figure 44a において，HSr-type は DMM と堆積物間の混合線から明らかに外れており，また DMM に比べて Th/Yb 比が余り増加していないことから，流体の影響は乏しいと考えられる。そして，Figure 45 では SrI versus NdI の関係図に Hn-type と HSr-type をプロットし，また中部日本と東北日本弧に産する第四紀火山岩の組成範囲も併せて示した(Nakamura *et al.*, 2008; Nakamura and Iwamori, 2009)。この図から，HSr-type はフィリピン海プレート由来流体を付加された第四紀火山岩に比して，かなり高い Sr 同位体組成と低い Nd 同位体組成をもつことがいえる。したがって，HSr-type の形成は，フィリピン海プレート由来流体の多量な付加を想定しても困難である。

3. 茂木地域火山岩類の成因

Mtg-type はやや分散するものの，SiO₂含有量の増加に伴い主成分元素と微量元素含有量が増減する変化傾向(Figs. 29b, 29c, 30, and 31)を形成している。このため玄武岩質マグマの分別結晶作用を経験した可能性がある。そこで，Mtg-type の斑晶鉱物による分別結晶作用の可能性を検討するため，分別相に Mtg-type 玄武岩から安山岩の斑晶モード組成平均値を仮定し(Table 7)，微量元素の全岩分配係数を Table 8 に示した。さらに，Figure 46 に(La/Yb)_N versus Ce_N の関係図を示し，両軸の成分は C1chondrite の推奨値(Sun and McDonough, 1989)によって規格化を施した。希土類元素の全岩分配係数は，わずかだが軽希土類元素(La, Ce)が重希土類元素(Yb)よりも高い特徴があり(Table 8)，このため斑晶鉱物の分別結晶作用が進行すれば重希土類元素が相対的に多く液相に濃集し，REE パターンにおける右下がりの傾斜は小さくなる。しかし，Mtg-type は Ce_N と(La/Yb)_N 比の間に強い正の相関が認められ(Fig. 46)，これは玄武岩から安山岩に向けて希土類元素含有量が増加するに連れ，REE パターンにおける La から Yb にかけての右下がり傾斜がより急傾斜に変化していくことを意味している (Fig. 32)。したがって，Mtg-type の REE パターンの変化は，玄武岩質マグマから斑晶鉱物が分別されたという考えとは矛盾しており，単純な分別結晶作用だけでは説明困難である。

そこで，Mtg-type の起源となる玄武岩質マグマに基盤岩の同化などの影響があった可能性を考える。玄武岩質マグマが Mtg-type の斑晶鉱物を分別するとき，Nb は Zr よりも全岩分配係数が小さくなるため(Table 8)，Mtg-type が単純な斑晶

鉍物の分別結晶作用を生じたならば、その Zr/Nb 比は小さく変化するはずである。そこで、Figure 47 に Nb versus Zr の関係図を示した。この図では、基盤岩との反応を検討するために、茂木地域の北部に産する八溝山地の花崗岩類(川野ら, 2000)と、堆積岩類(Kawano *et al.*, 2006)の値もプロットした。Figure 47 を見ると、Mtg-type は分散しつつも、ほぼ Zr/Nb 比 = 30 を保ったまま両成分の含有量が増加する傾向を示しており、単純に斑晶鉍物の分別結晶作用が生じただけでは説明できない。さらに、Mtg-type の変化傾向の延長線上には、花崗岩や堆積岩類がプロットされており、基盤岩の同化による影響を被った可能性が示唆される。

Mtg-type の Sr-Nd 同位体組成に注目すると、Figure 33 で示されたように SiO₂ 含有量の増加とともに NdI が減少し、SrI が増加している。分別結晶作用では Sr-Nd 同位体比は変化しないため、Mtg-type の形成には基盤岩との同化といった同位体組成を変化させるプロセスが必要と判断される。Figure 48 には SrI versus NdI の関係図を示し、基盤岩との反応を検討するために八溝山地花崗岩類(川野ら, 2000)の値も示した。Mtg-type は玄武岩から安山岩に向かって SrI が増加し、NdI が減少する傾向が認められ、その変化傾向の延長線上には花崗岩類の組成領域が存在することから、前述のような基盤岩による影響が示唆される。

そこで、Mtg-type の起源となる玄武岩質マグマに基盤岩との同化が働いた可能性を検討するため、AFC モデル (DePaolo, 1981)を用いて同化に伴う組成変化を推定した。ここでは、玄武岩質マグマが基盤岩である八溝山地花崗岩類、もしくは堆積岩類を同化した場合における Sr-Nd 同位体組成の変化傾向と、Rb, Nd および Nb 含有量の変化傾向を計算する。モデルに使用する親マグマの同位体組成および化学組成は、SiO₂ = 48 wt% の未分化な玄武岩質マグマを仮定し、Mtg-type の主成分ハーカー図および SiO₂-微量元素変化図(Figs. 30 and 31)と、SiO₂ に対する NdI および SrI の変化傾向(Fig. 33)を基にして、SiO₂ が 48 wt% になるまで傾向を延長して求めた(NdI = 0.51290, SrI = 0.70450, Rb = 1 ppm, Sr = 350 ppm, Nd = 7 ppm, Nb = 1 ppm)。同化物質とした花崗岩の組成は川野ら(2000)の平均値(NdI = 0.51212, SrI = 0.71320, Rb = 150 ppm, Sr = 202 ppm, Nd = 32 ppm, Nb = 10 ppm)を使用し、八溝山地南部の堆積岩には Kagami *et al.*, (2006)と Kawano *et al.*, (2006)によるデータの平均値(NdI = 0.51161, SrI = 0.72919, Rb = 96 ppm, Sr = 244 ppm, Nd = 20 ppm, Nb = 7 ppm)を用いた。また、各元素の全岩分配係数は Table 8 の値を使用した。AFC モデルの計算結果を NdI versus Nd と NdI versus Nb, および SrI versus Rb の関係図として示した(Fig. 49)。すべての関係図からは、花崗岩よりも堆積岩を同化した場合に組成変化の影響が大きいことが伺える。また、Mtg-type は堆積岩の

AFC 曲線上にプロットされている。したがって、Mtg-type マグマには、基盤の花崗岩との同化作用が働いた可能性がある。

ところで、Figure 48 の SrI versus NdI の関係図では、Mtg-type の起源物質を検討するため東北日本弧の直下に存在する枯渇マントルと、非枯渇マントルの部分融解によって生成された未分化な玄武岩の組成範囲も示した(Shuto *et al.*, 2006; 山元ら, 2008 など)。Mtg-type の玄武岩は非枯渇マントルと同様の NdI と、非枯渇マントルよりわずかに高い SrI をもっている。また、安山岩は非枯渇マントルに比して明らかに NdI が低く SrI が高い。このことは、Mtg-type が前述の同化作用により、未分化な玄武岩よりも Sr 同位体比が高く、Nd 同位体比が低くなるように影響を受けているためであれば説明可能である(Fig. 49)。したがって、Mtg-type の起源は非枯渇マントルに対応するリソスフェリックマントル(Shuto *et al.*, 2006; 周藤ら, 2008)である可能性が示唆される(Fig. 48)。

次にプレートの沈み込み成分による影響を被った可能性を検討するため、Figure 50 には Th/Yb versus NdI および Th/Yb versus SrI の関係図を示し、図中には DMM と沈み込む堆積物との混合線を示した。Mtg-type は DMM よりも高い Th/Yb 比をもつことがわかり、起源マントルの融解に流体が関与した可能性が示唆される。また、Figure 50a では DMM と堆積物間の混合線よりも Th/Yb 比がやや低くなっているものの、玄武岩から安山岩へ変化するに連れ、混合線に沿って堆積物の組成に近づく傾向が認められる。さらに、Figure 50b では混合線と東北日本弧に沈み込む堆積物との混合線上にプロットされており、Mtg-type の起源マントルに対する流体の付加量が大きい可能性を示している。そこで、Figure 51 には Mtg-type の SrI versus NdI 関係図を示し、さらに中部日本および東北日本弧に産する第四紀火山岩の組成範囲も併せて示した(Nakamura *et al.*, 2008; Nakamura and Iwamori, 2009)。Mtg-type はフィリピン海プレート由来流体を付加された中部日本の第四紀火山岩と同位体組成が良く一致しており、起源マントルへフィリピン海プレート由来流体が供給された可能性がある。

以上の結果から Mtg-type の成因には、その起源マントルが基盤の堆積岩と同化作用を生じたことと(Figs. 48 and 49)、起源マントルへフィリピン海プレート由来流体が供給されたという(Figs. 50 and 51)、2つの可能性が示された。

4. 日本海拡大に伴う沈み込むスラブの変化とマグマ活動

本研究で得られた結果と、関東北縁地域中新世火山岩の放射年代、および古地磁気学的先行研究から推定された層序関係を Table 11 に示した。関東北縁地域の

中新世火山岩類から得られた放射年代(吉川ら, 2001; 吉川 1998; 石塚・星, 1997 など)は誤差の範囲で一致しており, このデータだけで各地域火山活動の新旧関係を推定することは困難である。一方で, 高橋・吉川(2008)による古地磁気層序に基づけば, 宇都宮地域の Myo-type が最も古く, この次に Kz-type, および鹿沼地域の Hn-type と HSr-type が活動し, 最後に茂木地域の Mtg-type が活動したと考えられる(Table 11)。また, 宇都宮地域では, フィリピン海プレート由来流体が多量に供給されたマントルを起源とする Myo-type が活動し, その後この流体の影響が認められない Kz-type が活動している。同じ地域の中でこのような違いが生じた理由として, Myo-type は日本海の拡大前に, Kz-type は拡大後に活動したということが考えられる(Table 11)。Figure 52 には, 古地磁気学研究成果に基づいて, 日本海拡大前(17 Ma)と拡大後(15 Ma)における日本列島, およびこれを取り巻くプレートの位置を復元したモデルを示した(Seno and Maruyama, 1984; 高橋, 2008 c)。この復元モデルでは, 日本海拡大前にはフィリピン海プレートが東北日本弧南端部に沈み込んでおり, 拡大後は太平洋プレートが沈み込んでいる。このため, 拡大前はフィリピン海プレートの流体が Myo-type の起源マントルを部分融解させ, 拡大後は太平洋プレート由来流体が Kz-type の起源マントルを融かした, という変化が起きたものと推定される。そして拡大後には, 太平洋プレートの沈み込みに起因するマグマ活動として, 宇都宮地域の Kz-type だけでなく, 鹿沼地域の Hn-type も活動したと考えられる。

ところで, 茂木地域の Mtg-type は, 基盤岩との同化(Figs. 48 and 49)とフィリピン海プレート由来流体の付加(Figs. 50 and 51)のいずれのプロセスでも, その成因を説明できる。もしこれがフィリピン海プレートの影響によるなら, 日本海が拡大した後の関東縁地域にも流体が供給できることになる。しかし, Mtg-type と同様日本海の拡大後に活動したと考えられる Kz-type や Hn-type にはフィリピン海プレートの影響が認められず(Table 11), 茂木地域のみ流体を供給することは困難である。したがって, Mtg-type の成因は, 基盤岩との同化作用が重要であると考えられる。

なお, 鹿沼地域の HSr-type は, フィリピン海プレート由来流体の付加や基盤岩との同化作用を想定しても, 高い Sr 同位体比と低い Nd 同位体比の形成を説明できず, 現状においてその成因は不明である(Figs. 43, 44, and 45)。このような玄武岩マグマを生成するプロセスについては今後の検討が要請される。

VII. 結論

関東北縁地域では、中新世において日本海拡大に関連した玄武岩～安山岩～デイサイト質のマグマ活動が生じている。このうち、宇都宮地域の茗荷沢層安山岩(Myo-type)、鹿沼地域の日向層玄武岩(HSr-type)、茂木地域の元古沢層～山内層～茂木層玄武岩および安山岩(Mtg-type)は、東北日本弧における典型的な玄武岩の起源マントルに比して、著しく Sr 同位体比が高く、Nd 同位体比が低い特徴を示す。

宇都宮地域では、フィリピン海プレート由来流体を付加されたマントルの部分融解により Myo-type マグマが活動し、その後太平洋プレート由来流体による Kz-type マグマが活動した。この成因は、本地域において日本海拡大前にフィリピン海プレートが沈み込み、スラブ流体が関東北縁地域の地下に伏在するマントルを部分融解させて Myo-type のマグマが生成されたこと、そして拡大後は太平洋プレートが沈み込んだために、フィリピン海プレート由来流体の成分に乏しい Kz-type マグマが生成されたことであると考えられる。

茂木地域に出現する Mtg-type は、フィリピン海プレート由来流体の影響を受けた場合と同様の微量元素組成と Sr-Nd 同位体組成の特徴を示している。しかし、Mtg-type は日本海が拡大した後に活動することから、この火山岩に対してフィリピン海プレート由来流体の影響があったとは考えにくく、むしろ基盤岩との同化作用によって形成されているものと推定される。

鹿沼地域の HSr-type は、フィリピン海プレート由来流体の付加や、基盤岩との同化作用を最大限見積もってもその成因を説明困難であり、詳細は不明である。今後、極めて高い Sr 同位体比と低い Nd 同位体比をもつ起源物質から、玄武岩マグマを生成できる可能性について検討する必要がある。

謝 辞 本研究を進めるに当たり、立正大学地球環境科学部の川野良信教授には、野外調査や岩石試料の薄片製作および化学分析法に至る研究全般に渡って指導していただき、また日頃から議論を行っていただき様々なお助言を賜った。同学部の清水洋教授(当時)と平井寿子教授には、稚稿の問題点、疑問点を懇切丁寧に指摘していただき本研究をまとめる上で大変参考になった。質量分析装置を用いた同位体分析は、新潟大学理学部のサティッシュ・クマール教授、高橋俊郎准教授、野原(今中)里華子氏に便宜を図っていただき円滑に実験を進めることができた。火山岩試料の採取に際しては、宇都宮大学の中村洋一名誉教授から貴重なご教示をいただいた。また、環境岩石学研究室の学生諸氏には野外調査や実験作業、および大型分析機器の定期点検などで日頃からご協力いただいている。以上の方々に厚く感謝申し上げます。

引用文献

- 阿部知彦, 青木謙一郎, 舟山裕士(1976): 仙台周縁地域の新第三紀火山岩類の化学組成について. 岩鉱, **71**, 137–146.
- Arth, J.G. (1976): Behavior of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, **4**, 41–47
- DePaolo, D.J. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wall rocks assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 189–202.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M. and Aoki, K. (1984): Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. *J. Geophys Res.*, **89**, supplements, B662–B672.
- 深瀬雅幸, 周藤賢治(2000): 男鹿半島, 漸新統門前層中部の火山岩類の岩石学. 地質雑, **106**, 280–298.
- Gill, J.B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. pp. 390, Springer-Verlag, Berlin.
- Hanyu, T., Tatsumi, Y., Nakai, S., Chang, Q., Miyazaki, T., Sato, K., Tani, K., Shibata, T. and Yoshida, T. (2006): Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the Northeast Japan arc for the last 25 Myr: Constraints from geochemistry. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **7**, doi:10.1029/2005GC001220.
- 星 博幸, 高橋雅紀(1996a): 八溝山地中部, 茂木地域に分布する下部中新統の地質構造—N-S系断層の運動と中新世テクトニクス—. 地質雑, **102**, 25–39.
- 星 博幸, 高橋雅紀(1996b): 茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類の古地磁気層序と火山活動の時期. 地質雑, **102**, 573–590.
- Hoshi, H. and Takahashi, M. (1997): Paleomagnetic constraints on the extent of tectonic blocks and the location of their kinematic boundaries: Implications for Miocene intra-arc deformation in Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 523–542.

- 星 博幸, 高橋雅紀(1999) : 栃木県茂木地域に分布する下部中新統の磁気層序.
地質調査所月報, **50**, 449–455.
- Imai, N., Terashima, H., Itoh, S. and Ando, A. (1995): 1994 compilation values for GSJ reference samples, “Igneous rock series”. *Geochem. J.* **29**, 91–95.
- 石塚 治, 星 博幸(1997) : 栃木県茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類の K–Ar 年代. 地質雑, **103**, 964–970.
- Iwamori, H. (1998): Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet.Sci. Letter.*, **160**, 65–80.
- 伊崎利夫, 周藤賢治, 八島隆一(1985) : 栃木県茂木町周辺の中新世火山岩類. 福島大理科報告, **35**, 29–38.
- Kagami, H., Kawano, Y., Akiyama, M., Ikawa, T., Imaoka, T., Ishioka, J., Toyoshima, T., Hamamoto, T., Hayasaka, Y., Ikeda, Y., Yuhara, M. and Tainosho, Y. (2006): Provenance of Paleozoic-Mesozoic sedimentary rocks in the Inner Zone of Southwest Japan: An evaluation based on Nd model ages. *Gondwana Res.*, **9**, 142–151.
- Kawada, K. (1953): Geological studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi Mountain Blocks and their neighbourhood in the Northeastern Kwanto District. *Sci. Rep Tokyo Bunrika Daigaku, Sec. C*, **2**, 217–307.
- 川野良信(2010) : 蛍光 X 線分析装置による珪酸塩岩石および堆積物の定量化学分析. 地球環境研究, **12**, 85–97.
- Kawano, Y., Akiyama, M., Ikawa, T., Roser, B. P., Imaoka, T., Ishioka, J., Yuhara, M., Hamamoto, T., Hayasaka, Y. and Kagami, H. (2006): Whole rock geochemistry and Sr isotopic compositions of Phanerozoic sedimentary rocks in the Inner Zone of the Southwest Japan Arc. *Gondwana Res.*, **9**, 126–141.
- 川野良信, 加々美寛雄, 端山好和, 矢内桂三(1999) : 足尾帯に産する後期白亜紀～古第三紀花崗岩類の Sr・Nd 同位体組成. 地質学論集, **53**, 287–297.

川野良信, 西 奈保子, 加々美寛雄(2000): 八溝山地花崗岩類の Sr・Nd 同位体組成. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, 156.

Kondo, H., Shuto, K. and Fukase, M. (2000): An AFC (assimilation and fractional crystallization) process as the petrogenesis of andesites from the Pliocene Myojin-iwa Formation, the back-arc side of the Northeast Japan : combined major-and trace-element and Sr-Nd isotope constraints. *J. Geol. Soc. Japan*, **106**, 426–441.

Kuno, H. (1968): Differentiation of basalt magmas. Basalts (H.H. Hess and A. Poldervaart eds.), 623–688, New York.

倉沢 一, 今田 正(1986): 東北日本第三紀火山岩類のストロンチウム同位体比—日本海拡大との関連—. 地質雑, **92**, 205–217.

Miyashiro, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321–355.

宮下和紀(2015): 栃木県, 鹿沼市西方に分布する中期中新世火山岩類の岩石学的研究. 立正大学地球環境科学部環境システム学科卒業論文.

Miyazaki, T. and Shuto, K. (1998): Sr and Nd isotope ratios of twelve GSJ rock reference samples. *Geochem. J.*, **32**, 345–350.

Nakamura, H. and Iwamori, H. (2009): Contribution of slab-fluid in arc magmas beneath the Japan arcs. *Gondwana Res.*, **16**, 431–445.

Nakamura, H., Iwamori, H. and Kimura, J. (2008): Geochemical evidence for enhanced fluid flux due to overlapping subducting plates. *Nature Geosci.*, **1**, 380–384.

中村洋一, 宇賀神俊彦, 石川賢一, 吉田武義, 青木謙一郎(1989): 足尾山地東縁地域に分布する中新世玄武岩類の微量元素組成. 東北大学核理研研究報告, **22**, 86–103.

西川晃太郎, 清水隆一, 川野良信(2015): 栃木県, 宇都宮市北部に分布する花崗岩質岩の岩石学的研究. 地球環境研究, **17**, 27–34.

Ohki, J., Shuto, K. and Kagami, H. (1994): Middle Miocene bimodal volcanism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc. *Geochem. J.*, **28**, 473–487.

Ohki, J., Watanabe, N., Shuto, K. and Itaya, T. (1993): Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc. *Island Arc*, **2**, 87–93.

岡村 聰, 吉田武義, 加々美寛雄(1993): 奥尻島漸新世火山岩の岩石学—東北日本漸新世, 陸弧火山フロントにおける火山活動—. 岩鉱, **88**, 83–99.

Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985a): Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan - rifting process of the Japan arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 267–277.

Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985b): Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, **317**, 603–604.

Plank, T. and Langmuir, C.H. (1998): The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**, 325–394.

Rollinson, H.R. (1993): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. pp. 352, Longman Group UK Ltd, London.

Sakuyama, M. (1979): Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **5**, 179–208.

Sato, M., Shuto, K. and Yagi, M. (2007): Mixing of asthenospheric and lithospheric mantle-derived basalt magmas as shown by along-arc variation in Sr and Nd isotopic compositions of Early Miocene basalts from back-arc margin of the NE Japan arc. *Lithos*, **96**, 453–474.

Schock, H.H. (1979): Distribution of rare-earth and other trace elements in magnetites. *Chem. Geol.*, **26**, 119–133.

Seno, T. and Maruyama, S. (1984): Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**, 53–84.

瀬野徹三，高橋正樹，小林洋二(1987)：関東地方における中新世火成岩の年代測定．宇佐美龍夫編：文部省科学研究費自然災害科学特別研究成果「関東平野直下の地震活動予測についての基礎的研究」，81–85.

清水隆一(2016)：栃木県宇都宮市北部に分布する茗荷沢層および風見山田層火山岩類の岩石学的研究．*岩石鉱物科学*，**45**，138–152.

清水隆一，川野良信(2015)：立正大学における Sr・Nd 同位体比測定用試料の調整．*地球環境研究*，**17**，17–25.

新藤智子，杉内由佳，嶋田有里奈，福岡孝昭(2009)：レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析(LA-ICP-MS)法によるガラスビード試料の定量分析．*地球環境研究*，**11**，103–119.

白水 明，高橋正樹，池田幸雄(1983)：栃木県茂木地域に産するピジョン輝石デイサイト．*岩鉱*，**78**，255–266.

周藤賢治(2009)：東北日本弧—日本海の拡大とマグマの生成—．共立出版，236p.

周藤賢治，一ノ瀬丁己，滝本俊明，八島隆一(1986)：福島県東部野手上山高マグネシア玄武岩．*岩鉱*，**81**，312–323.

Shuto, K., Ishimoto, H., Hirahara, Y., Sato, M., Matsui, K., Fujibayashi, N., Takazawa, E., Yabuki, K., Sekine, M., Kato, M. and Rezanov, A.I. (2006): Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan : Asthenospheric mantle upwelling during back-arc basin opening. *Lithos*, **86**, 1–33.

周藤賢治，伊崎利夫，八島隆一(1985a)：栃木県茂木町北方地域に産する第三紀高TiO₂ソレアイト．*岩鉱*，**80**，246–262.

Shuto, K., Kagami, H. and Yamamoto, K. (1992a): Temporal variation of Sr isotopic compositions of the Cretaceous to Tertiary volcanic rocks from Okushiri Island, Northeast Japan Sea. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **87**, 165–173.

周藤賢治, 加藤 進, 大木淳一, 加々美寛雄, 荒戸裕之, Rezanov, A.I. (1997): 新潟油・ガス田地域における中新世バイモーダル火山活動—背弧海盆拡大との関連—. 石油技術協会誌, **62**, 45–58.

周藤賢治, 牧野敦史, 板谷徹丸, 八島隆一(1992b): 北上市東方に産する稲瀬火山岩類の K-Ar 年代と岩石学的特徴. 岩鉱, **87**, 20–34.

Shuto, K., Nohara-Imanaka, R., Sato, M., Takahashi, T., Takazawa, E., Kawabata, H., Takanashi, K., Ban, M., Watanabe, N. and Fujibayashi, N. (2015): Across-arc Variations in Geochemistry of Oligocene to Quaternary Basalts from the NE Japan Arc: Constraints on Source Composition, Mantle Melting and Slab Input Composition. *J. Petrol.*, **56**, 2257–2294.

周藤賢治, 佐藤 誠, 大木淳一(2008): 新潟油・ガス田地域の中新世火山岩と海水の相互作用—石油・天然ガスを胚胎する火山岩の Sr および Nd 同位体比—. 石油技術協会誌, **73**, 517–530.

周藤賢治, 滝本俊明, 阪井明子, 山崎 勉, 高橋 努(1988): 東北日本弧北部中新世火山岩類の全岩化学組成の時間的変遷. 地質雑, **94**, 155–172.

周藤賢治, 八島隆一(1985): 茨城県大子地域に産するホルトノライト安山岩. 岩鉱, **80**, 398–405.

周藤賢治, 八島隆一, 滝本俊明(1985b): 福島県東北部, 霊山地域の未分化カンラン石ソレアイト. 岩鉱, **80**, 55–72.

Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D. and Norry, M.J. Eds.). Blackwell Scientific Publ., London, U.K., 313–345.

- 田切美智雄, 青井亜紀子, 笠井勝美, 天野一男(2008): 大子地域中新世火山岩類の化学組成と K-Ar 年代 - 大子地域と茂木地域に産する新第三紀火山岩類の組成・層序対比. 地質雑, **114**, 300-313.
- 高橋正樹(1989): マグマ活動からみたフォッサマグナ地域の 18~12 Ma 期のテクトニクス. 月刊地球, **11**, 544-551.
- 高橋雅紀(2006): 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. 地質雑, **112**, 14-32.
- 高橋雅紀(2008a): 日本地方地質誌 関東地方「茂木地域」. 朝倉書店, 219-225.
- 高橋雅紀(2008b): 日本地方地質誌 関東地方「鹿沼地域」. 朝倉書店, 241-244.
- 高橋雅紀(2008c): 日本地方地質誌 関東地方「新第三系研究の進展」. 朝倉書店, 16-61.
- 高橋雅紀, 星 博幸(1995): 栃木県茂木地域に分布する前期中新世火山岩類の放射年代. 地質雑, **101**, 821-824.
- 高橋雅紀, 岩野英樹, 吉川敏之(2001): 足尾山地東縁に分布する中新世溶結凝灰岩の FT 年代. 日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, 219.
- Takahashi, M. and Saito, K. (1997): Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, Central Japan. *Island Arc*, **6**, 168-182.
- 高橋雅紀, 吉川敏之(2008): 日本地方地質誌 関東地方「宇都宮地域」. 朝倉書店, 234-241.
- Takimoto, T. and Shuto, K. (1994): Petrology of Middle Miocene volcanic rocks from the Tomari area in the Shimokita Peninsula, Northeast Japan arc. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E*, **9**, 25-88
- Tamura, S. and Shuto, K. (1989): Lateral variation of major and trace elements in the late Miocene volcanic rocks from the central part of Northeast Japan. *J. Min. Petr.*

Econ. Geol., **84**, 449–459.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M. (1985): The continental crust: Its composition and evolution. pp. 312, *Oxford, Blackwell*.

内尾高保(1950)：栃木縣産第三紀化石群(其の1). 地質雜, **56**, 455–458.

Uda, T., Chihara, K., Saitoh, A. and Sawada, Y. (1986): Flow Differentiation in Atsumi dolerite sheets. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E*, **7**, 1–24.

Watanabe, N., Itaya, T., Ohki, J. and Shuto, K. (2009): Middle Miocene back-arc volcanism in the Tappi-zaki area, Northeast Japan arc : plagioclase K-Ar age constraints. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E*, **24**, 91–108.

Workman, R. K. and Hart, S. R. (2005): Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **231**, 53–72.

八木正彦, 長谷中利昭, 大口健志, 馬場 敬, 佐藤比奈子, 石山大三, 水田敏夫, 吉田武義(2001)：リフト活動の変遷に伴うマグマ組成の変化 —東北本州, 前～中期中新世の秋田 - 山形堆積盆地における例—. 岩石鉱物科学, **30**, 265–287.

八島隆一(1963)：霊山およびその周辺の第三紀火山岩類の化学成分. 岩鉱, **50**, 135–141.

八島隆一(1979): 東北表日本における中新世の火山作用. 地質学論集, **16**, 183–194.

山田康治郎(2010)：鉱石・岩石分析等で有効なガラスビード法を用いた蛍光 X 線分析法. リガクジャーナル, **41**, 24–32.

山元正継, 安井光大, 石川泰己(2008)：東北日本弧, 稲庭岳地域の火山岩の Sr, Nd, Pb 同位体組成. 岩石鉱物科学, **37**, 15–25.

吉川敏之(1998)：栃木県宇都宮地域に分布する新第三系の地質と層序. 地質雜, **104**, 346–356.

吉川敏之，高橋雅紀，岡田利典(2001)：足尾山地東縁部に分布する中新世火山岩の K-Ar 年代．地質雑，**107**，41-45．

吉川敏之，山元孝広，中江 訓(2010)：宇都宮地域の地質．地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)．pp. 79，産総研地質調査総合センター．

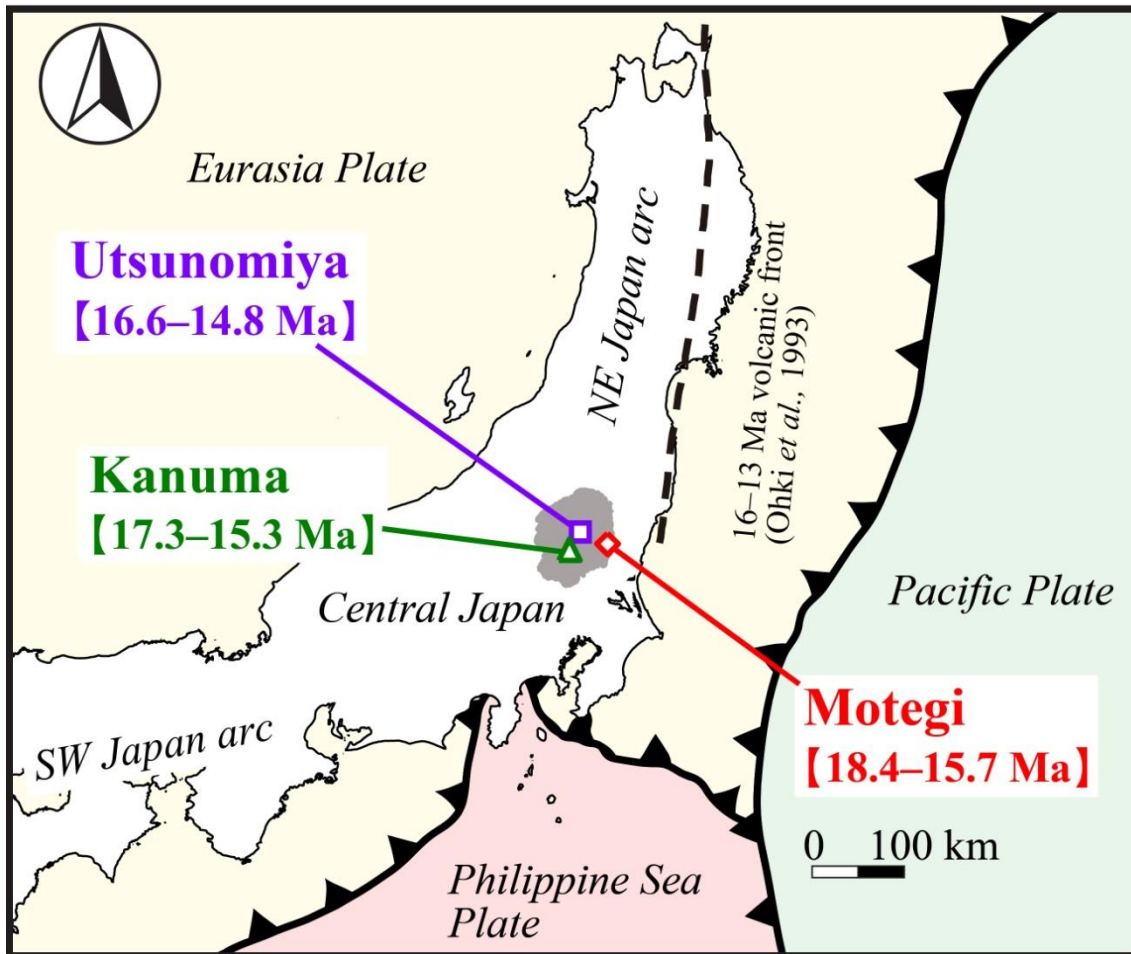


Fig. 1. Location map showing southern margin area in Northeast Japan arc, and the middle Miocene volcanic front (V. F.). Shaded area shows the location of Tochigi prefecture.

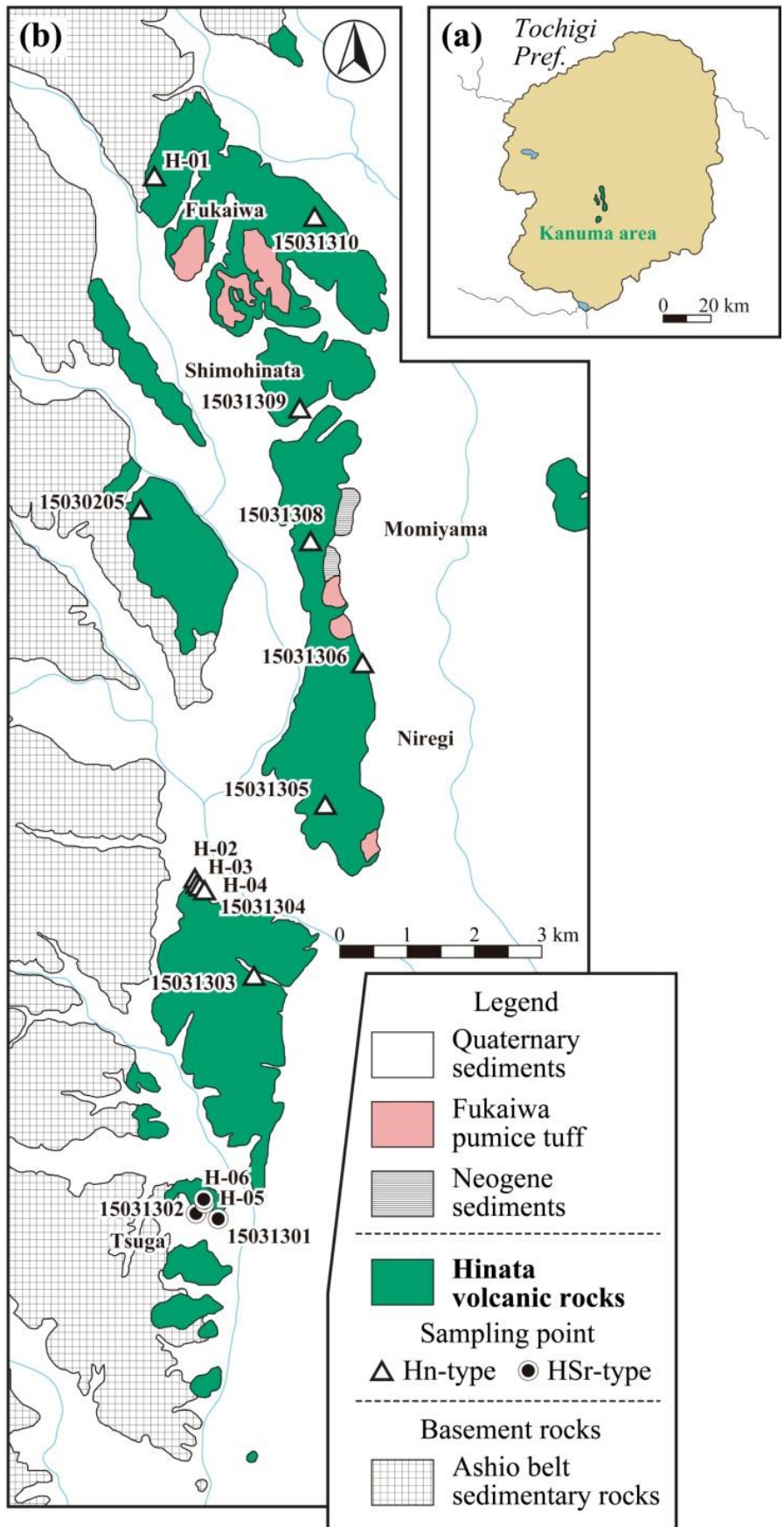


Fig. 2. (a) Location map showing Kanuma area in Tochigi prefecture. (b) Geological map of Kanuma area (after Takahashi, 2008b) and locations of sampling points.



Fig. 3. Outcrop of Hinata volcanic rocks (H-02).

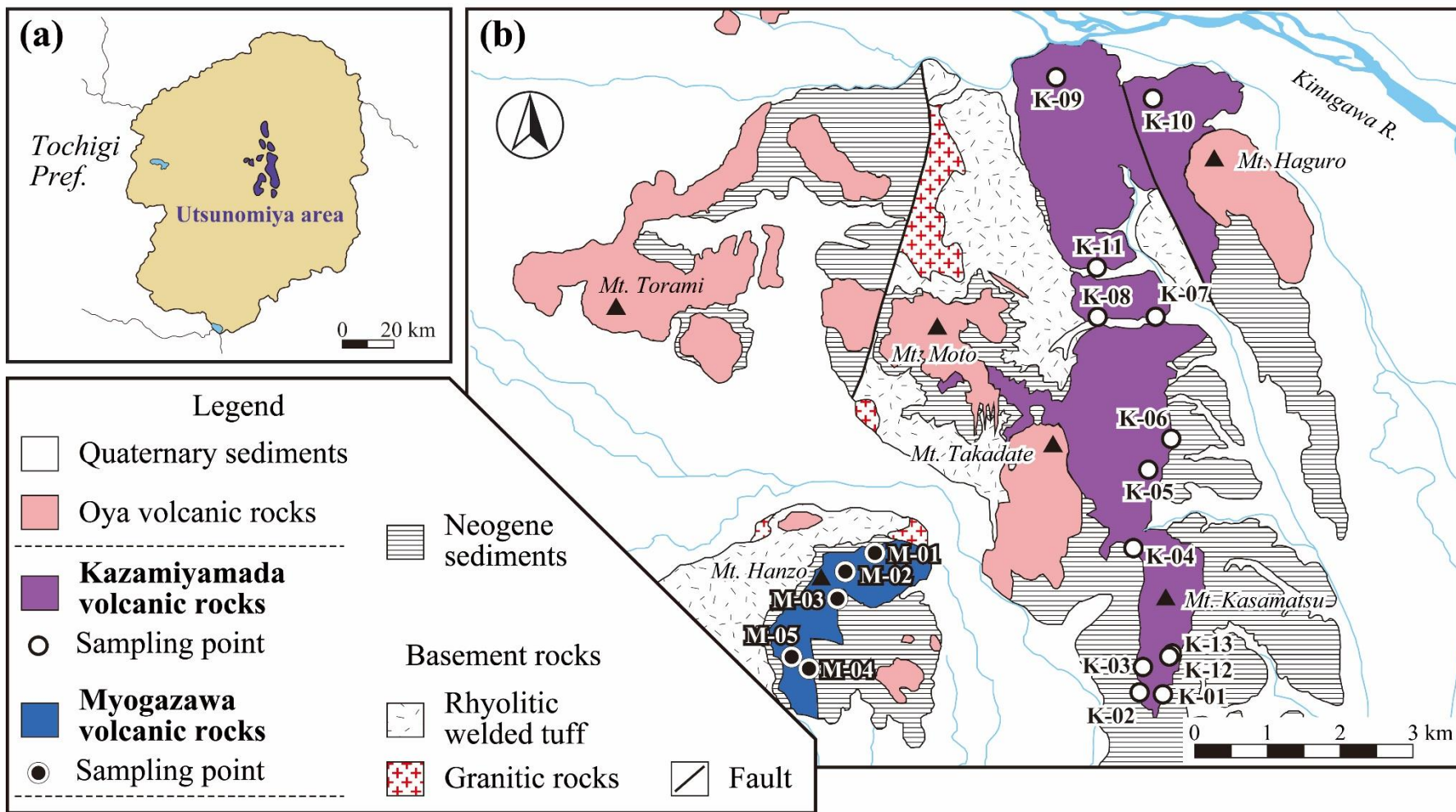


Fig. 4. (a) Location map showing Utsunomiya area in Tochigi prefecture. (b) Geological map of Utsunomiya area (after Takahashi and Yoshikawa, 2008) and locations of sampling points.



Fig. 5. Outcrop of Myogazawa volcanic rocks (M-03).



Fig. 6. Outcrop of Kazamiyamada volcanic rocks (K-08).

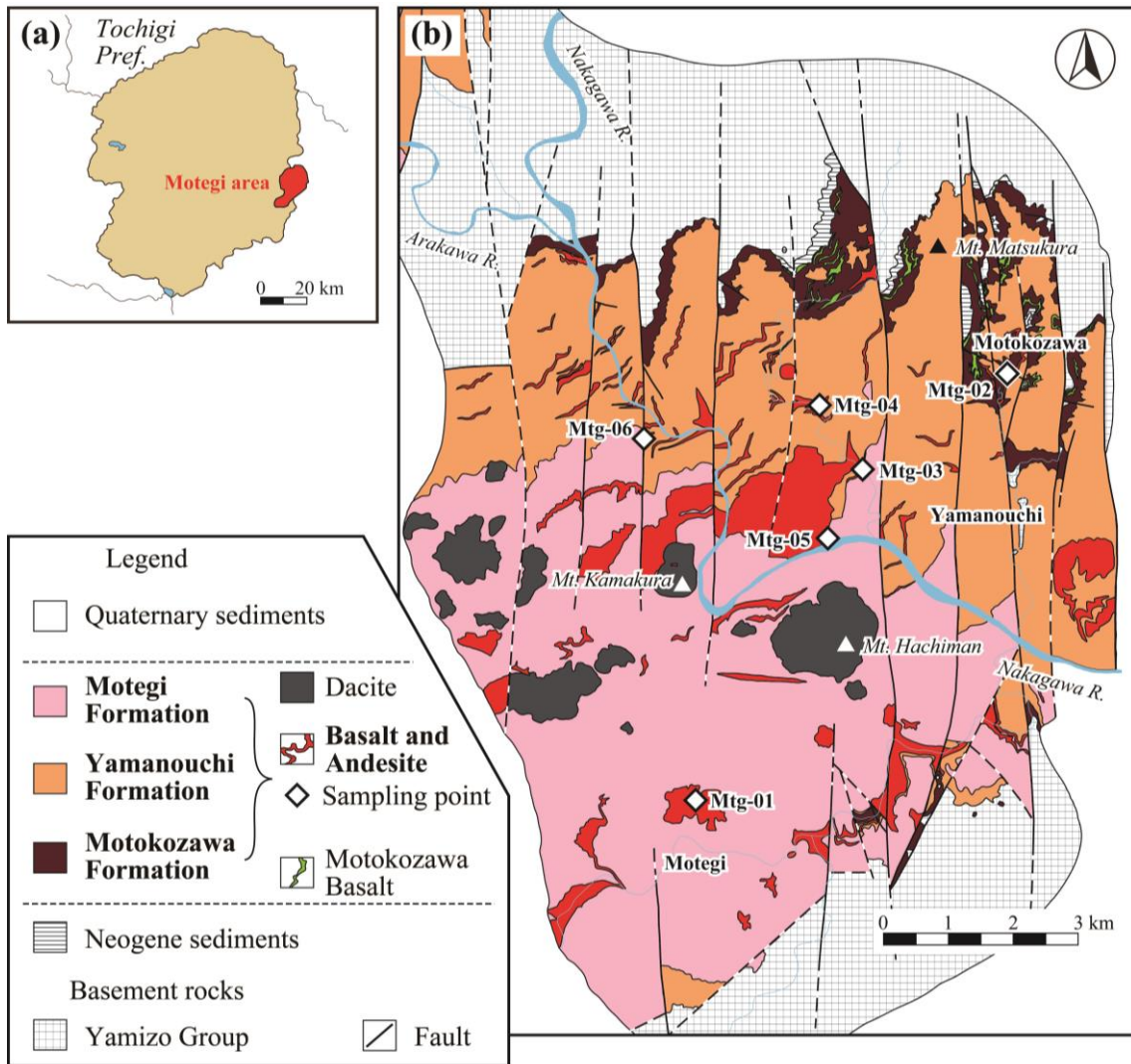


Fig. 7. (a) Location map showing Motegi area in Tochigi prefecture. (b) Geological map of Motegi area (after Hoshi and Takahashi, 1996a) and locations of sampling points.



Fig. 8. Outcrop of Yamanouchi volcanic rocks (Mtg-05).

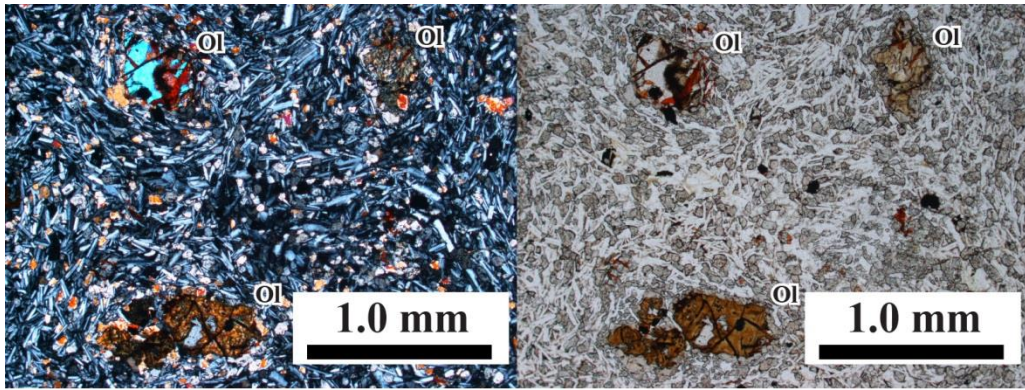


Fig. 9. Thin sections of Hn-type basalt (PI-poor) from Kanuma Area.

Ol, olivine.

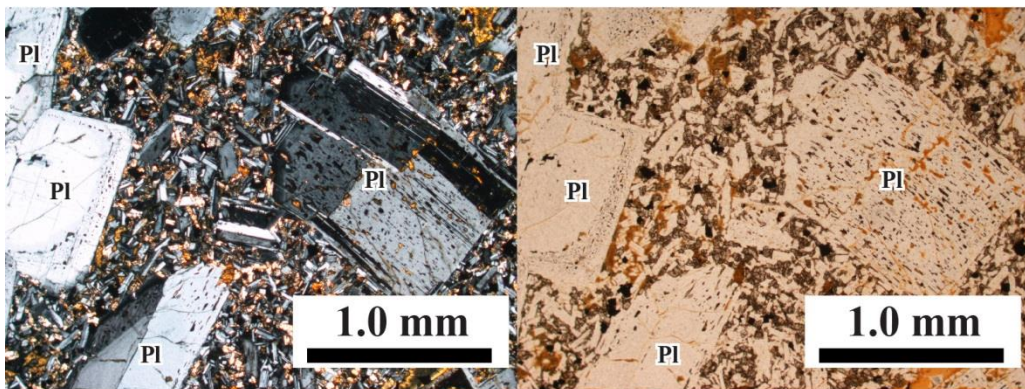


Fig. 10. Thin sections of Hn-type basalt (PI-rich) from Kanuma Area.

Pl, plagioclase.

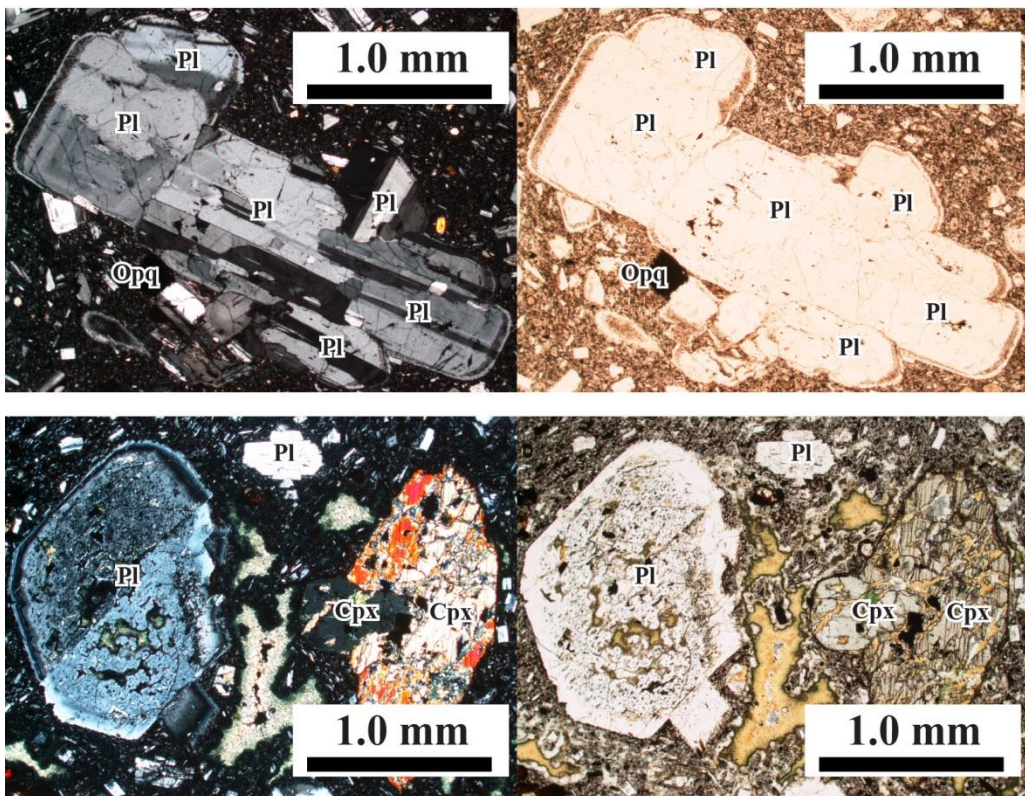


Fig. 11. Thin sections of Hn-type andesite from Kanuma Area.

Pl, plagioclase; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral.

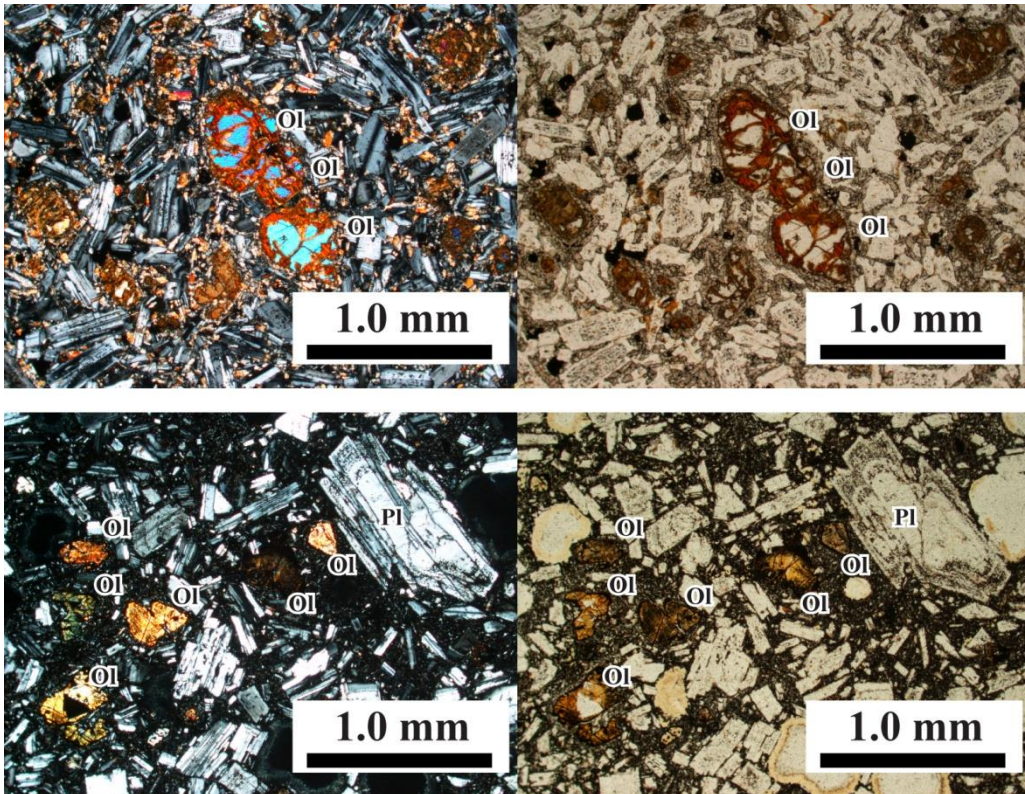


Fig. 12. Thin sections of HSR-type basalt from Kanuma Area.
Pl, plagioclase; Ol; olivine.

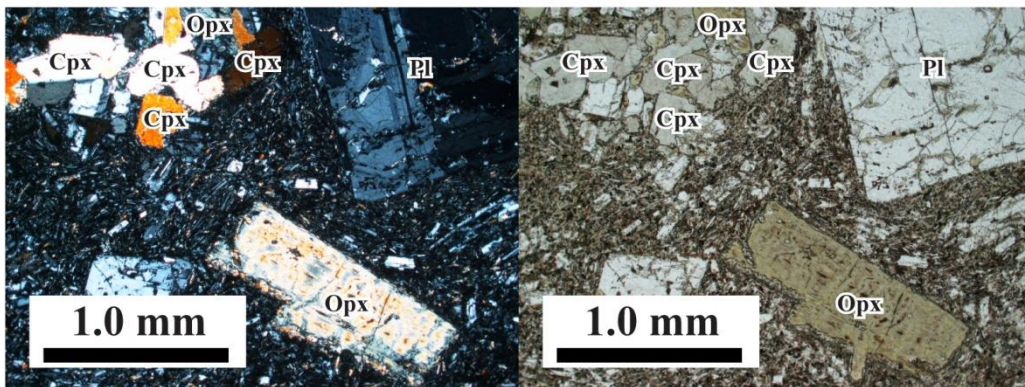


Fig. 13. Thin sections of Myo-type andesite from Utsunomiya Area.
Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene.

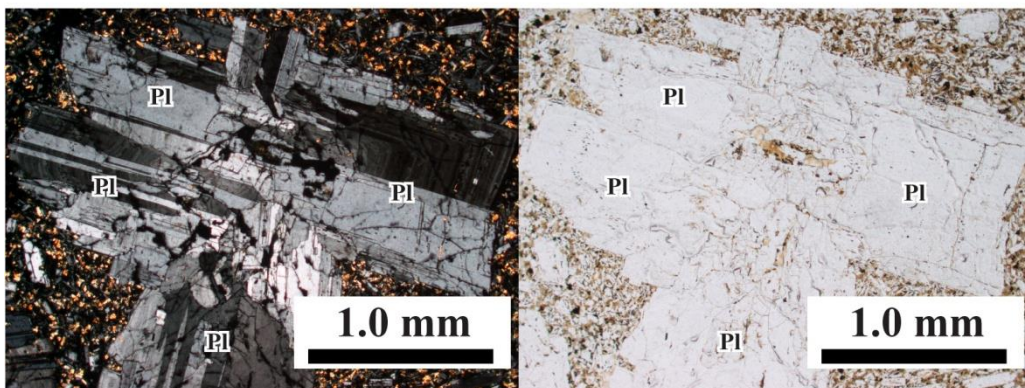


Fig. 14. Thin sections of Kz-type basalt from Utsunomiya Area.
Pl, plagioclase.

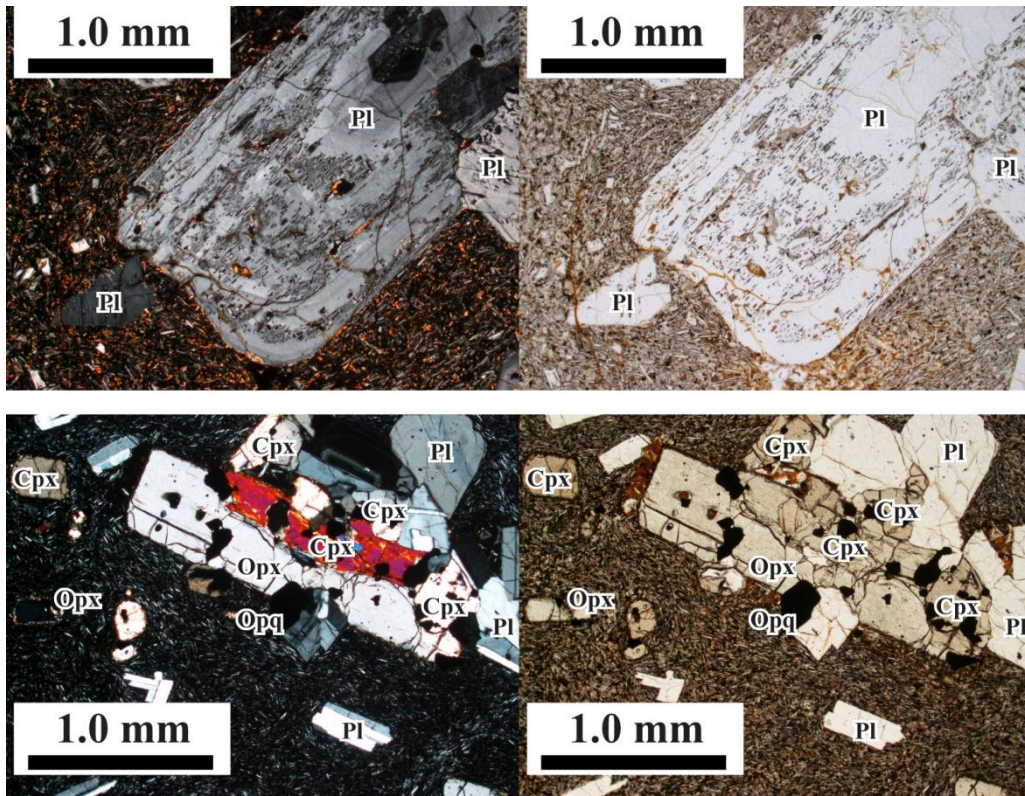


Fig. 15. Thin sections of Kz-type andesite from Utsunomiya Area.
 Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral.

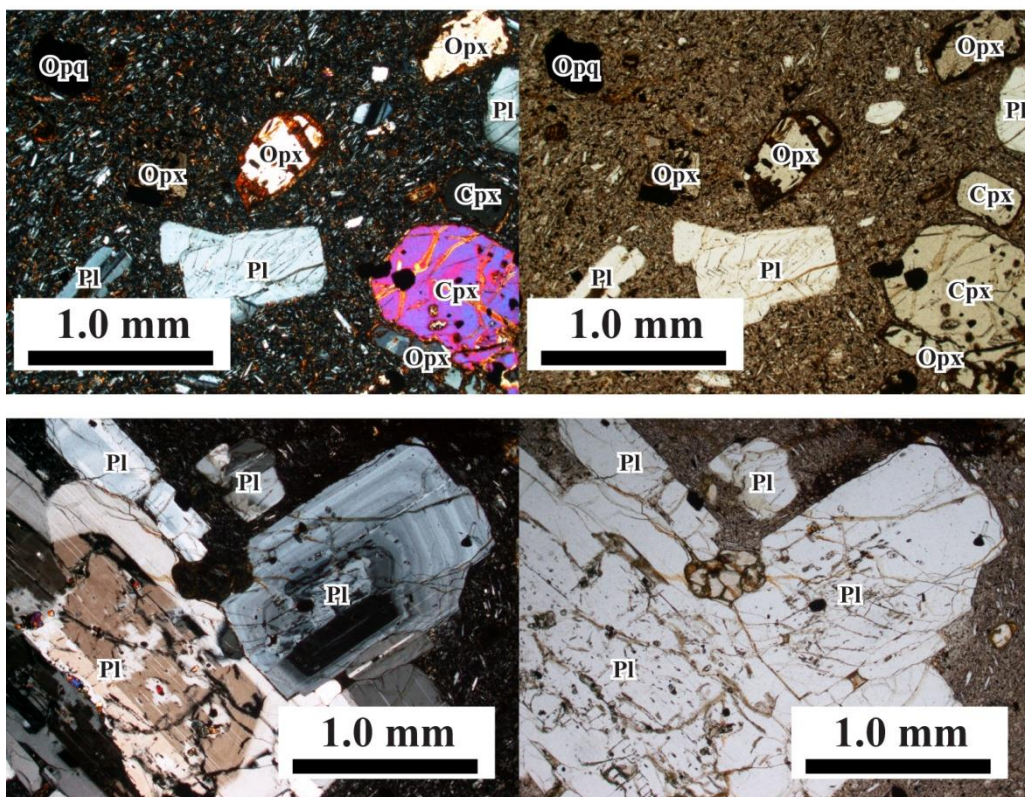


Fig. 16. Thin sections of Kz-type dacite from Utsunomiya Area.
 Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral.

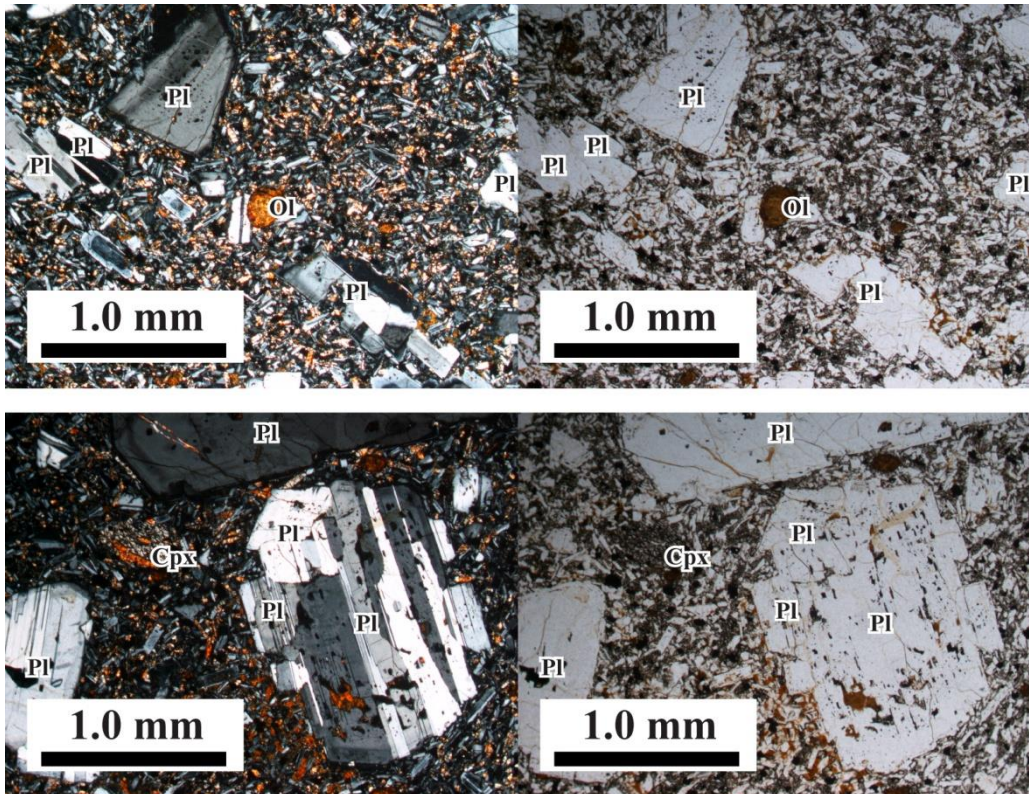


Fig. 17. Thin sections of Mtg-type basalt from Motegi Area.
Pl, plagioclase; Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene.

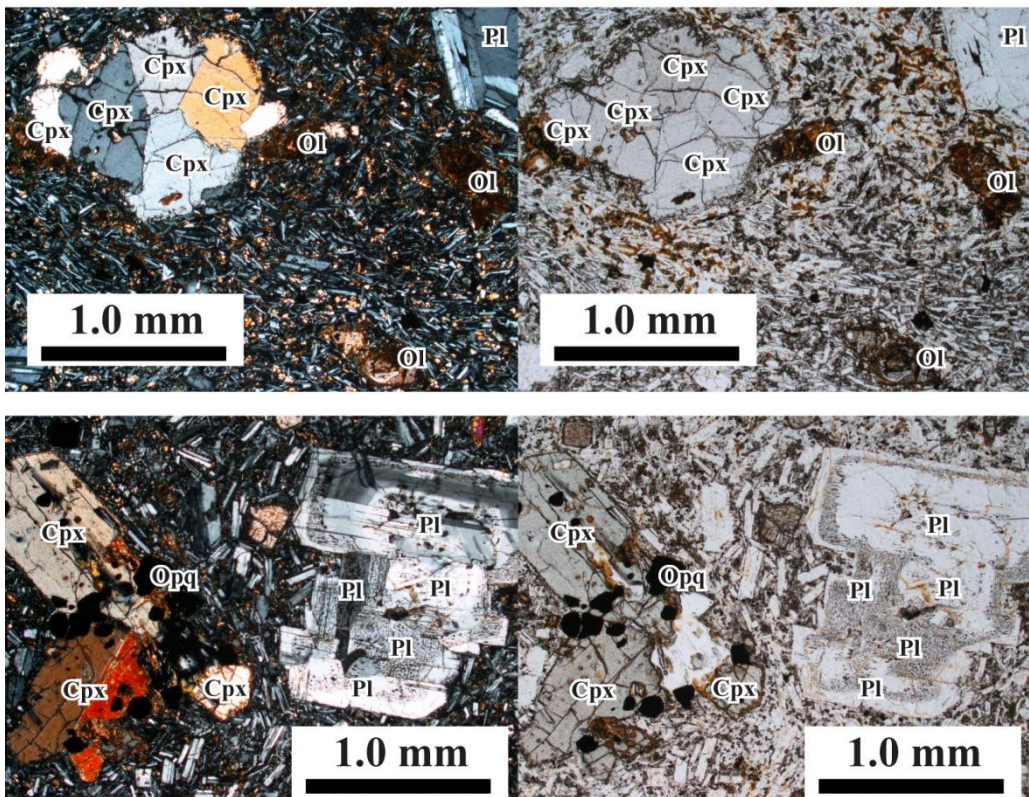
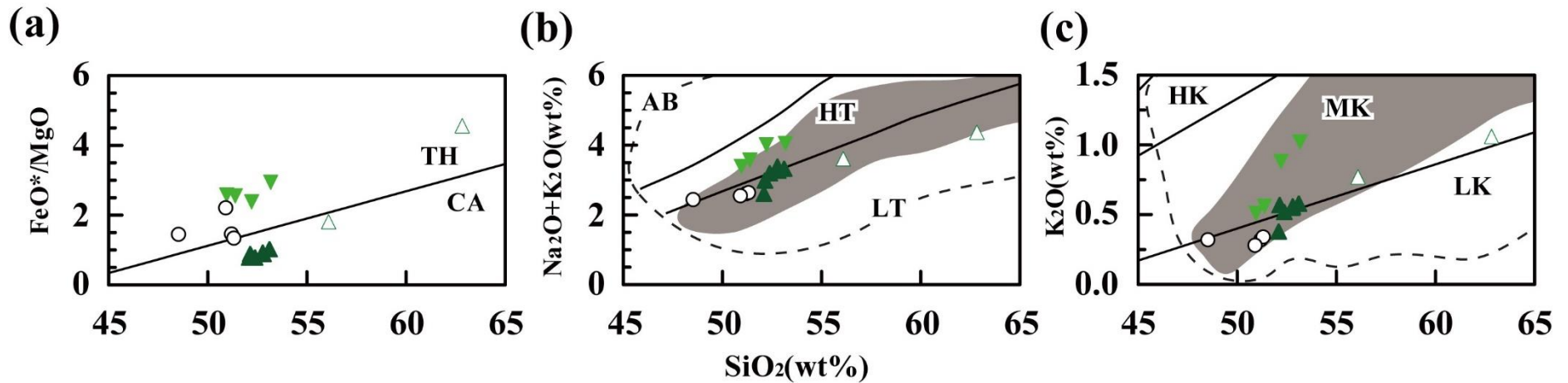


Fig. 18. Thin sections of Mtg-type andesite from Motegi Area.
Pl, plagioclase; Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral.



Hn-type
 ▲ Basalt (PI-poor) ▼ Basalt (PI-rich) △ Andesite ○ HSr-type

Middle Miocene volcanic rocks from NE Japan arc
 (○) Back-arc side (●) Trench side

Fig. 19. FeO*/MgO versus SiO₂ (a), Na₂O + K₂O versus SiO₂ (b) and K₂O versus SiO₂ (c) diagrams of Hinata volcanic rocks, and the middle Miocene volcanic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Middle Miocene volcanic rock data are taken from Watanabe *et al.* (2009), Yagi *et al.* (2001), Uda *et al.* (1986), Takimoto and Shuto (1994), Shuto *et al.* (1985b, 1986, 1992b), Yashima (1963, 1979), Shuto and Yashima (1985), Abe *et al.* (1976), Tagiri *et al.* (2008), Shiramizu *et al.* (1983). The TH(tholeiite)-CA(calc-alkaline) boundary in FeO*/MgO versus SiO₂ diagram is cited from Miyashiro (1974), the AB(alkaline basalt)-HT(high alkali tholeiitic)-LT(low alkali tholeiitic) boundary lines in Na₂O + K₂O versus SiO₂ diagram are cited from Kuno (1968), and the HK(high-K andesite)-MK(medium-K andesite)-LK(low-K andesite) boundary lines in K₂O versus SiO₂ diagram are cited from Gill (1981).

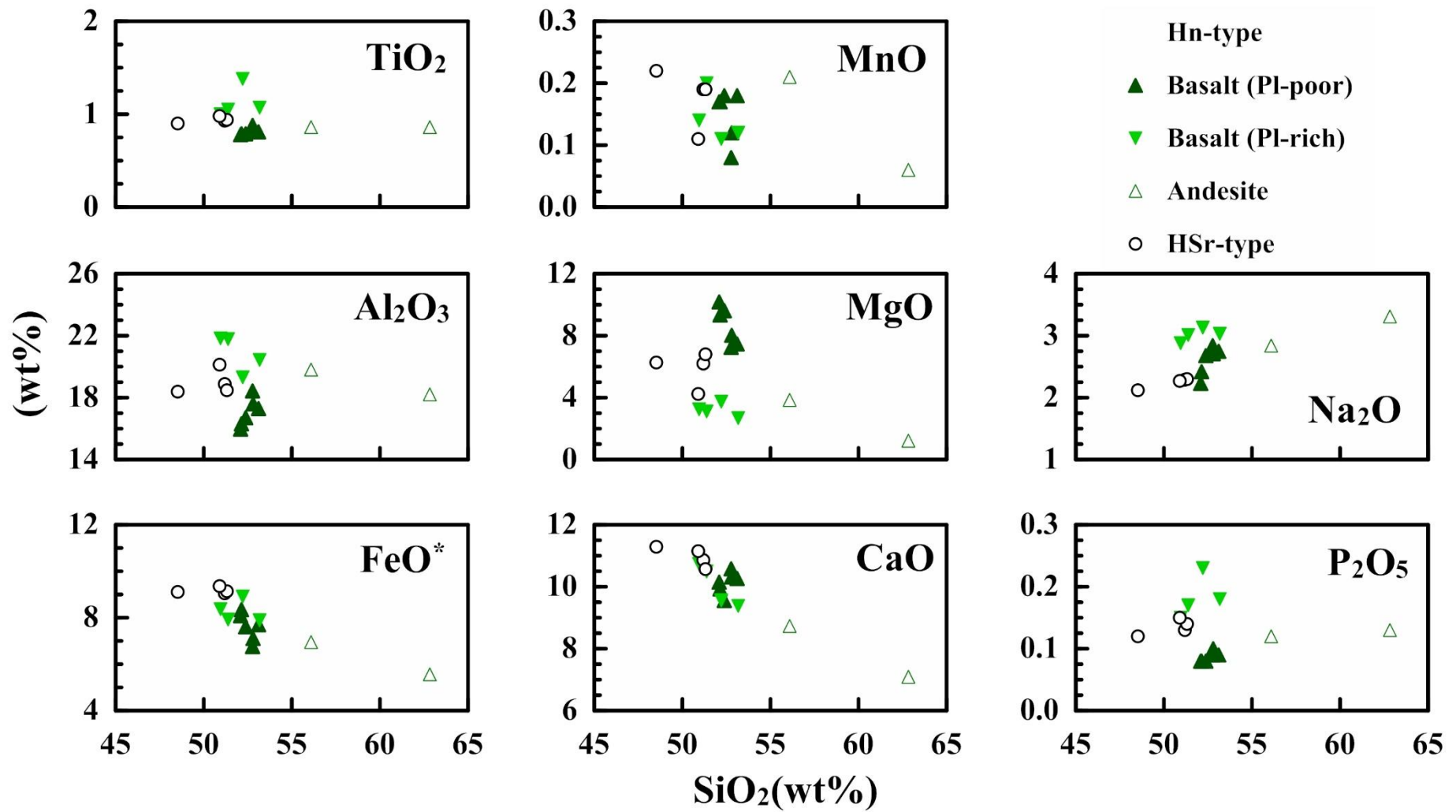


Fig. 20. Major element variation diagrams of Hinata volcanic rocks.

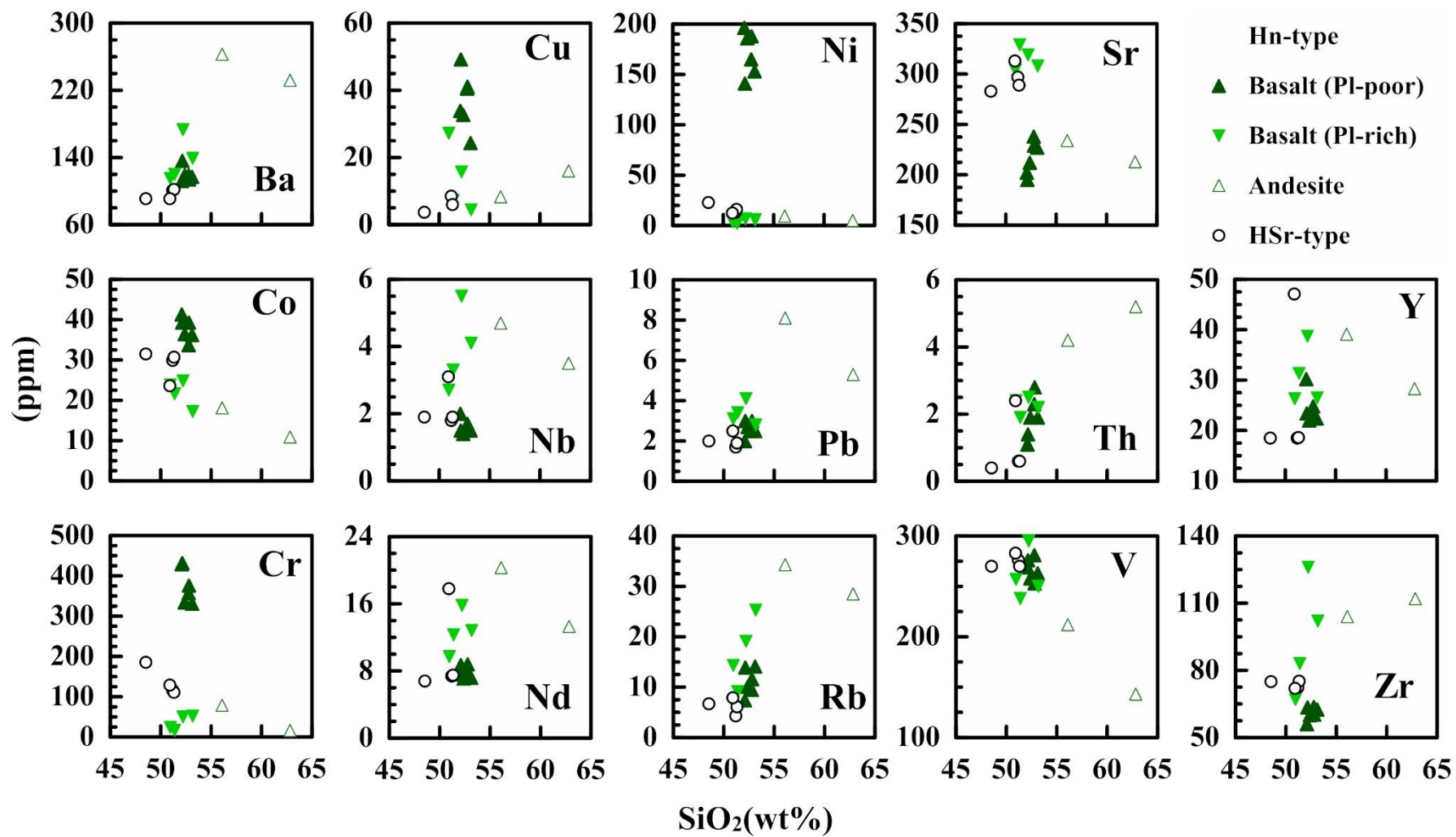


Fig. 21. Trace element variation diagrams of Hinata volcanic rocks.

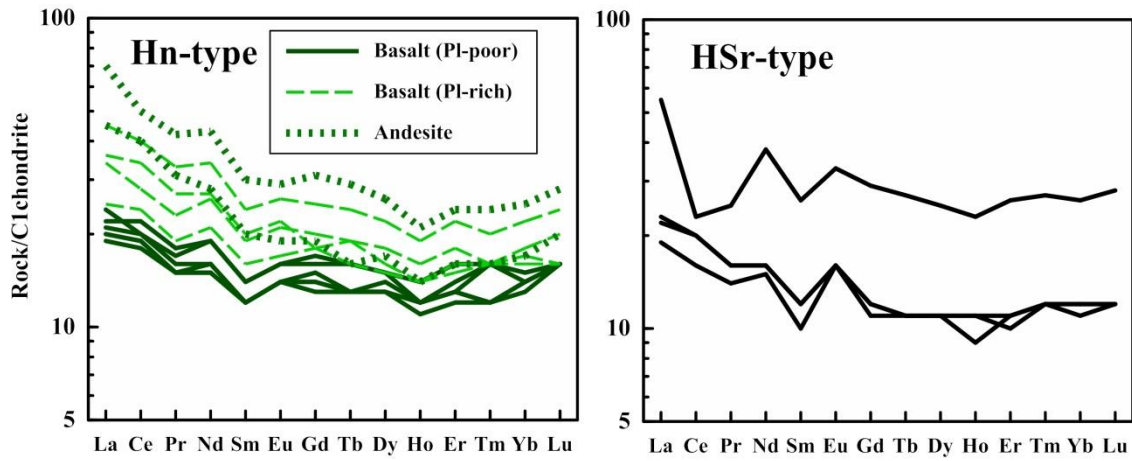
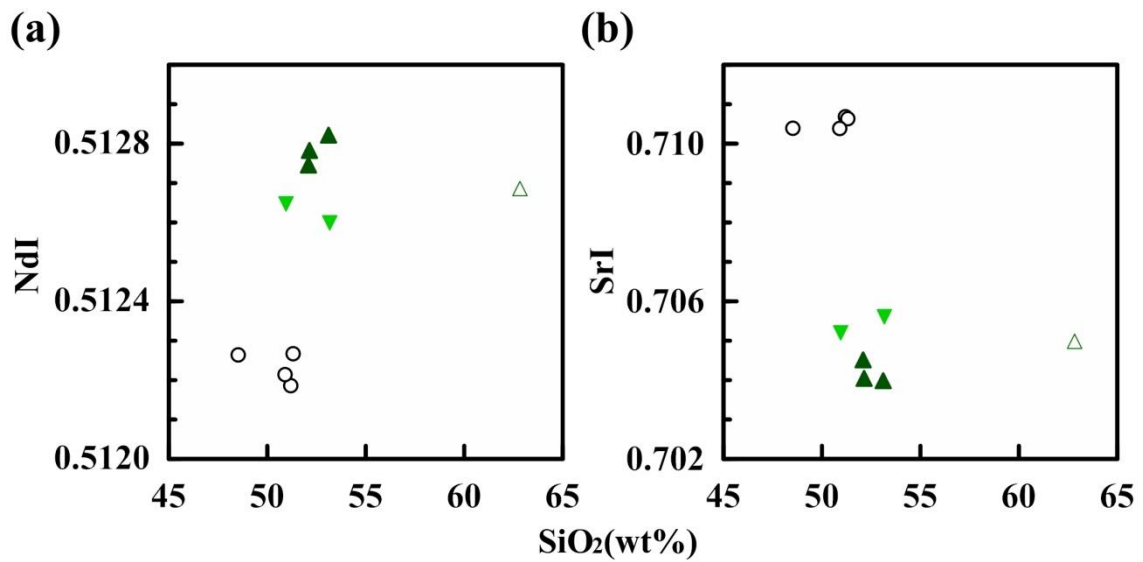


Fig. 22. Chondrite normalized rare earth element patterns of Hinata volcanic rocks. Normalizing values referred to Sun and McDonough (1989).



Hn-type ▲ Basalt (PI-poor) ▼ Basalt (PI-rich) △ Andesite ○ HSr-type

Fig. 23. SiO₂ versus NdI (a) and SiO₂ versus SrI (b) diagrams of Hinata volcanic rocks.

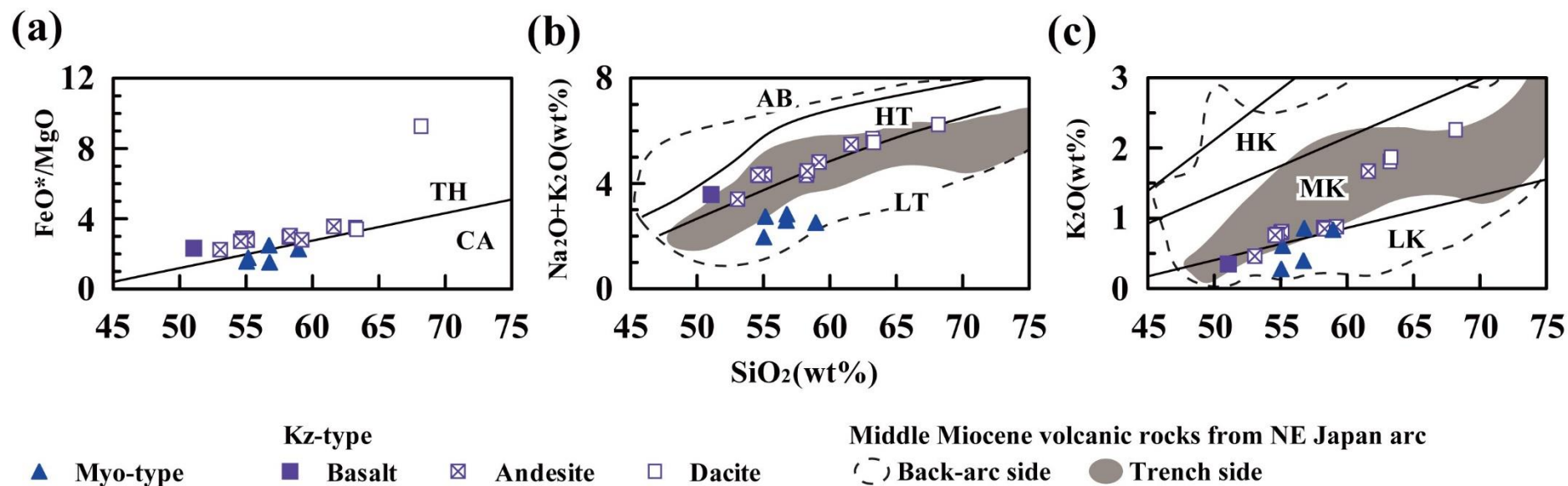


Fig. 24. FeO*/MgO versus SiO₂ (a), Na₂O + K₂O versus SiO₂ (b) and K₂O versus SiO₂ (c) diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks, and the middle Miocene volcanic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Middle Miocene volcanic rock data are taken from Watanabe *et al.* (2009), Yagi *et al.* (2001), Uda *et al.* (1986), Takimoto and Shuto (1994), Shuto *et al.* (1985b, 1986, 1992b), Yashima (1963, 1979), Shuto and Yashima (1985), Abe *et al.* (1976), Tagiri *et al.* (2008), Shiramizu *et al.* (1983). The TH(tholeiite)-CA(calc-alkaline) boundary in FeO*/MgO versus SiO₂ diagram is cited from Miyashiro (1974), the AB(alkaline basalt)-HT(high alkali tholeiitic)-LT(low alkali tholeiitic) boundary lines in Na₂O + K₂O versus SiO₂ diagram are cited from Kuno (1968), and the HK(high-K andesite)-MK(medium-K andesite)-LK(low-K andesite) boundary lines in K₂O versus SiO₂ diagram are cited from Gill (1981).

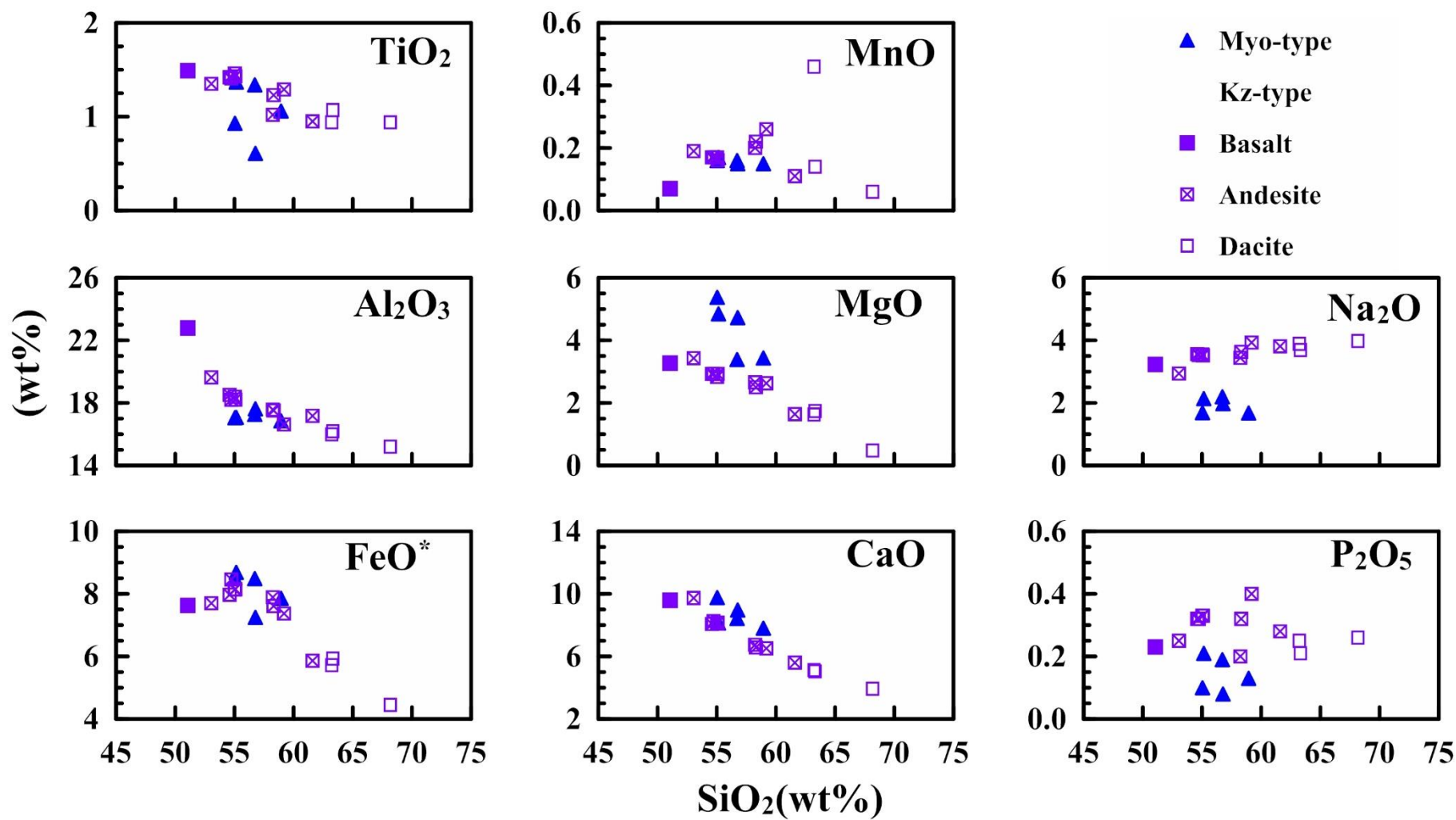


Fig. 25. Major element variation diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks.

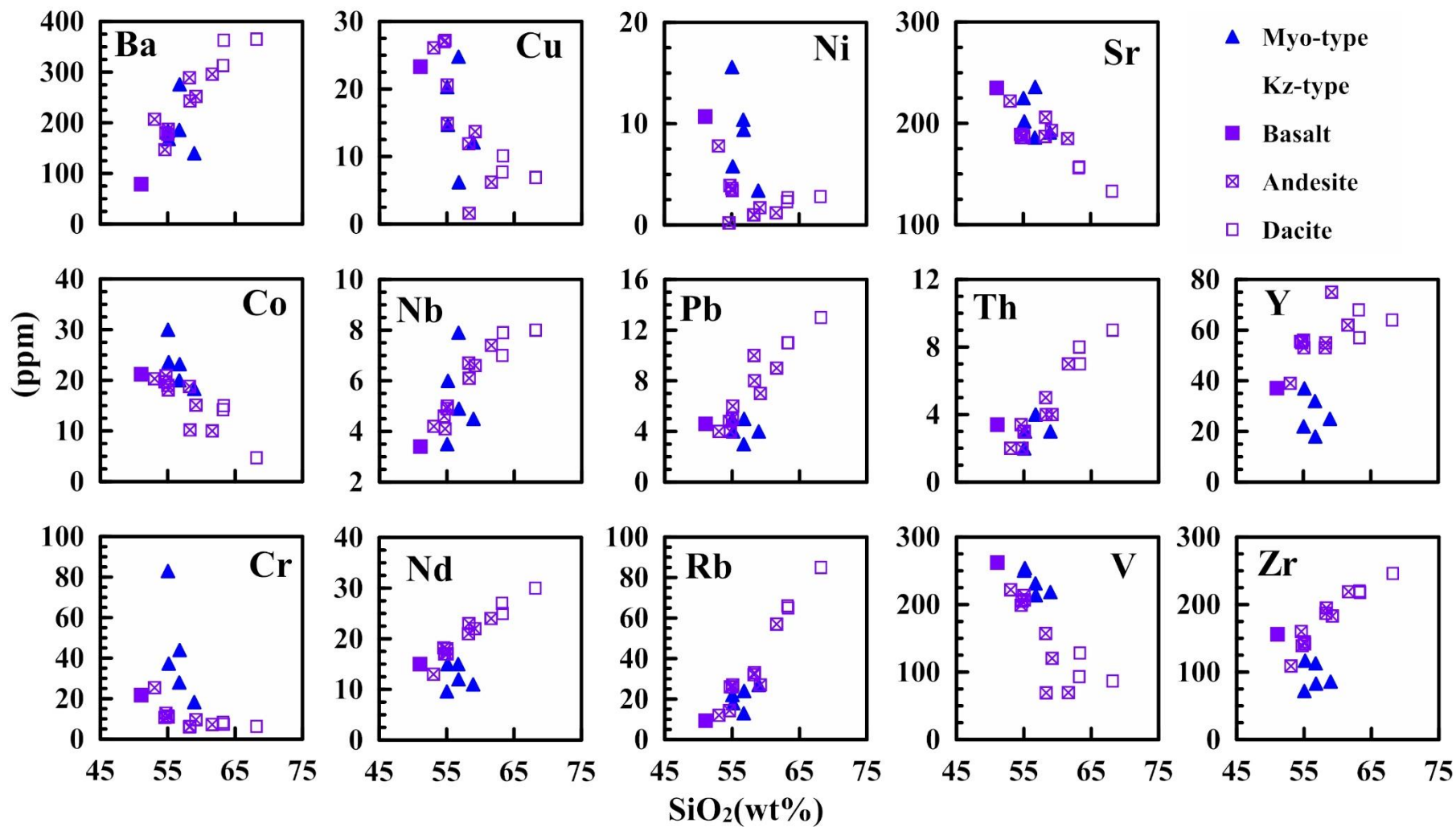


Fig. 26. Trace element variation diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks.

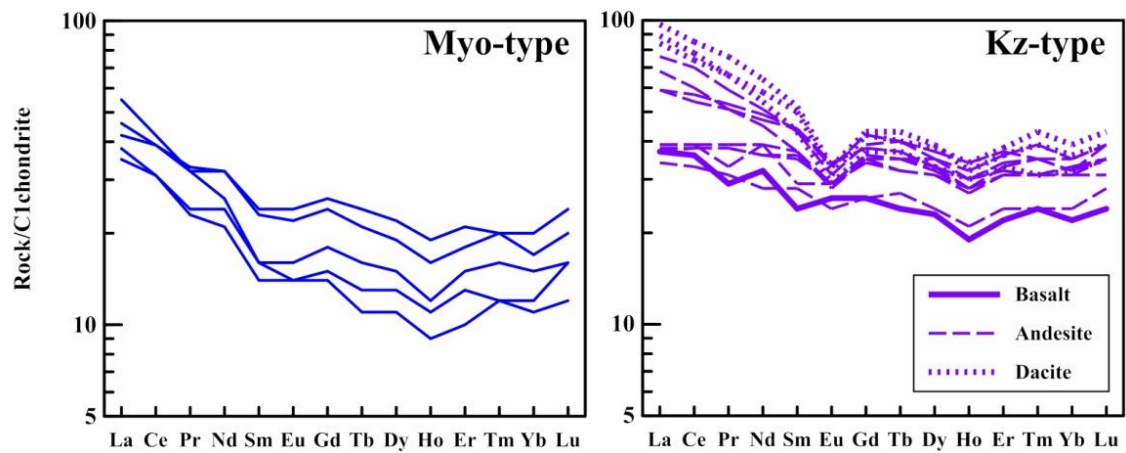
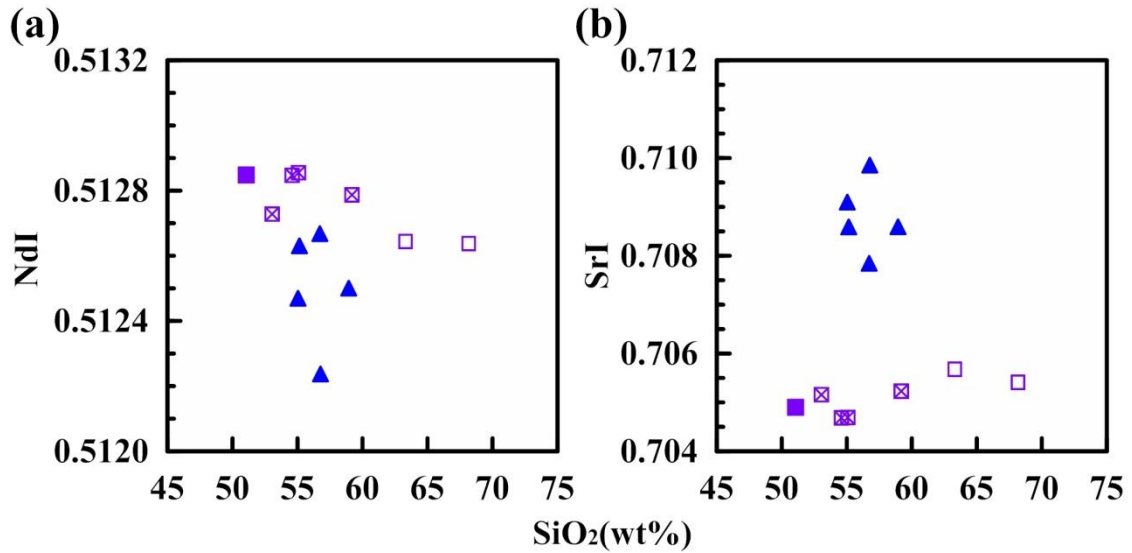


Fig. 27. Chondrite normalized rare earth element patterns of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks. Normalizing values referred to Sun and McDonough (1989).



▲ Myo-type ▲ Kz-type ■ Basalt ⊠ Andesite □ Dacite

Fig. 28. SiO_2 versus NdI (a) and SiO_2 versus SrI (b) diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks.

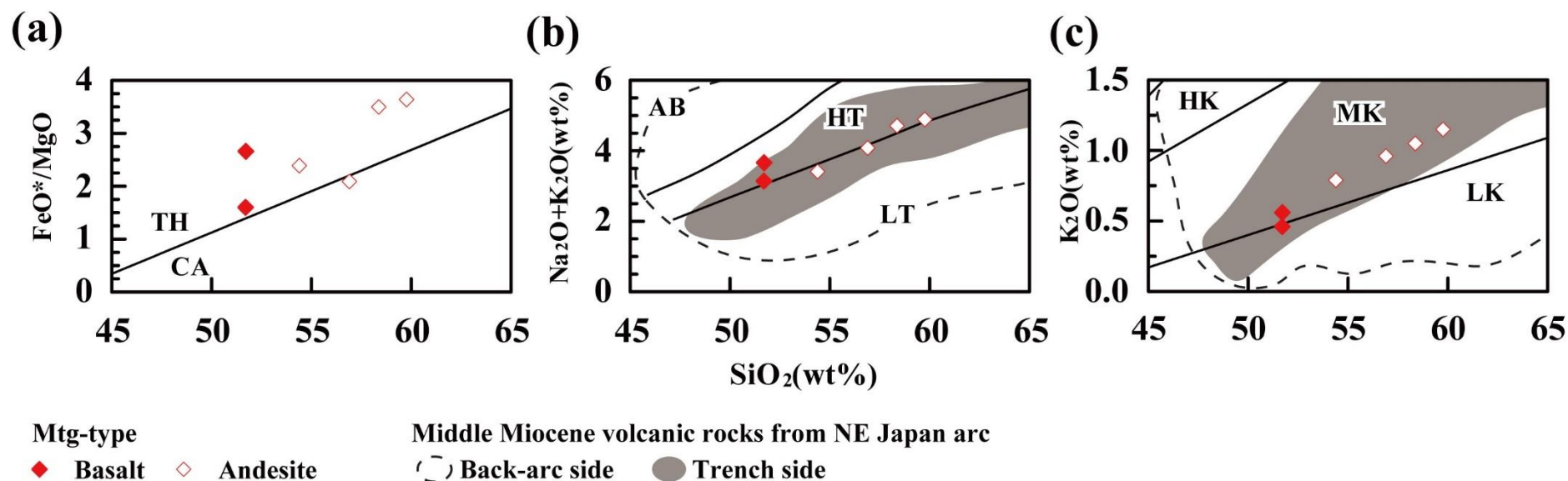


Fig. 29. FeO^*/MgO versus SiO_2 (a), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (b) and K_2O versus SiO_2 (c) diagrams of Motegi volcanic rocks, and the middle Miocene volcanic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Middle Miocene volcanic rock data are taken from Watanabe *et al.* (2009), Yagi *et al.* (2001), Uda *et al.* (1986), Takimoto and Shuto (1994), Shuto *et al.* (1985b, 1986, 1992b), Yashima (1963, 1979), Shuto and Yashima (1985), Abe *et al.* (1976), Tagiri *et al.* (2008), Shiramizu *et al.* (1983). The TH(tholeiitic)-CA(calc-alkaline) boundary in FeO^*/MgO versus SiO_2 diagram is cited from Miyashiro (1974), the AB(alkaline basalt)-HT(high alkali tholeiitic)-LT(low alkali tholeiitic) boundary lines in $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram are cited from Kuno (1968), and the HK(high-K andesite)-MK(medium-K andesite)-LK(low-K andesite) boundary lines in K_2O versus SiO_2 diagram are cited from Gill (1981).

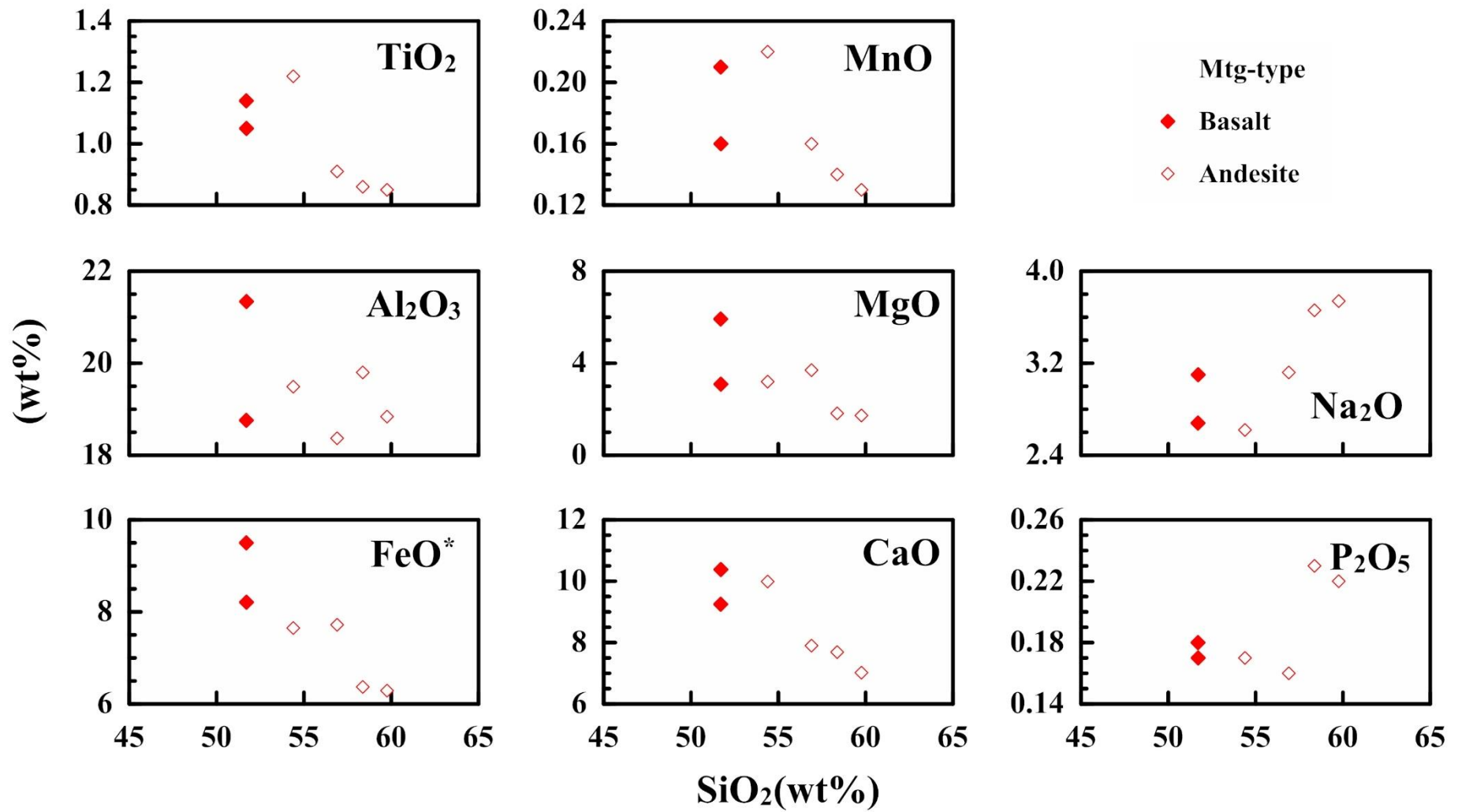


Fig. 30. Major element variation diagrams of Motegi volcanic rocks.

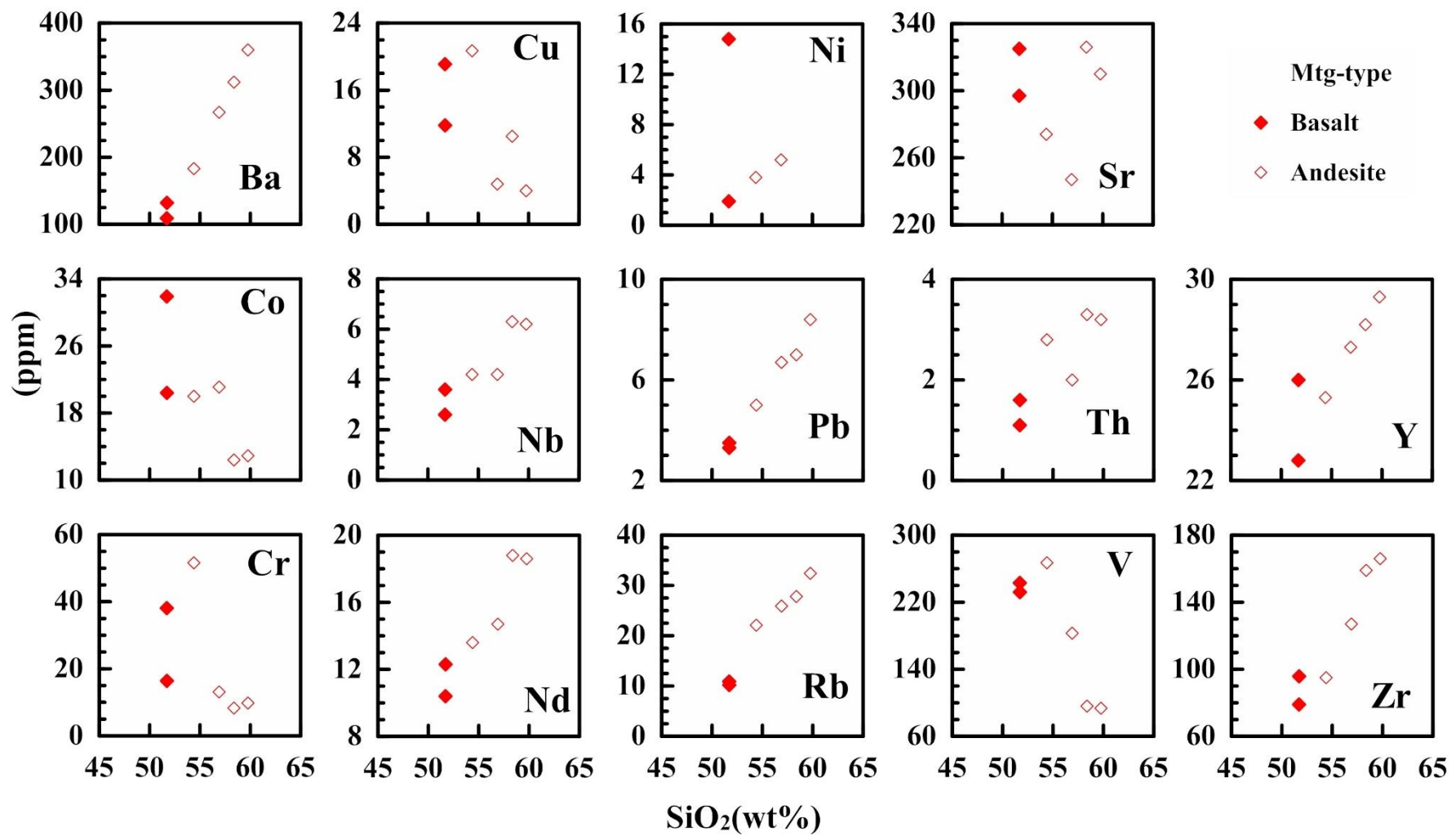


Fig. 31. Trace element variation diagrams of Motegi volcanic rocks.

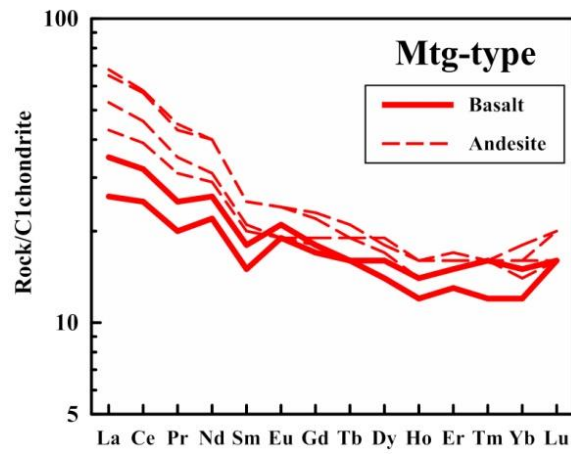


Fig. 32. Chondrite normalized rare earth element patterns of Motegi volcanic rocks. Normalizing values referred to Sun and McDonough (1989).

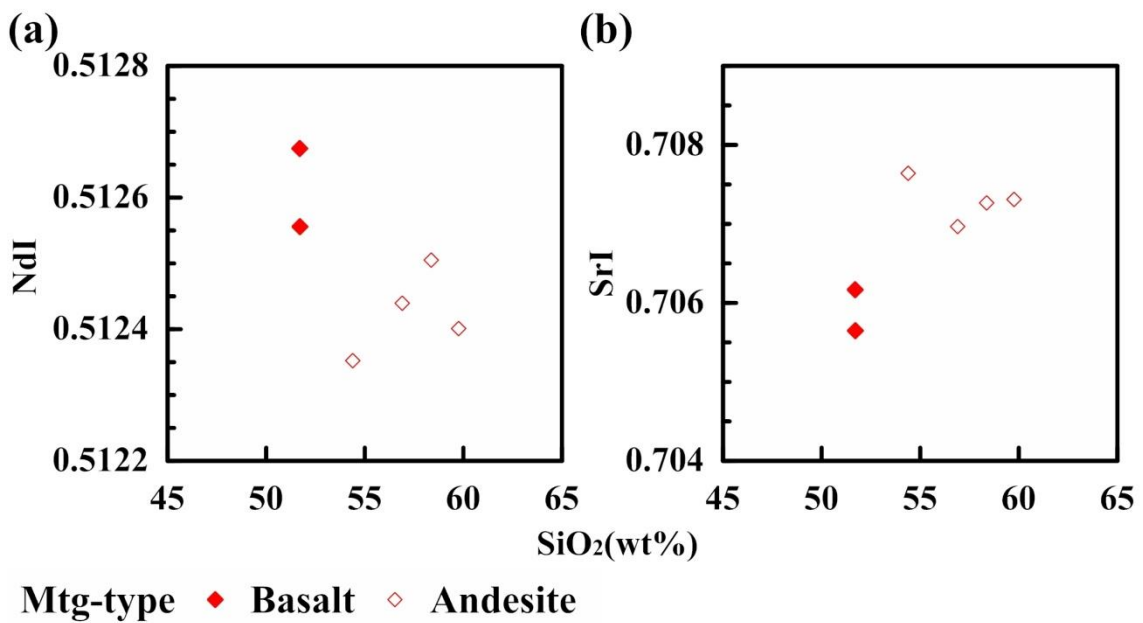


Fig. 33. SiO₂ versus NdI (a) and SiO₂ versus SrI (b) diagrams of Motegi volcanic rocks.

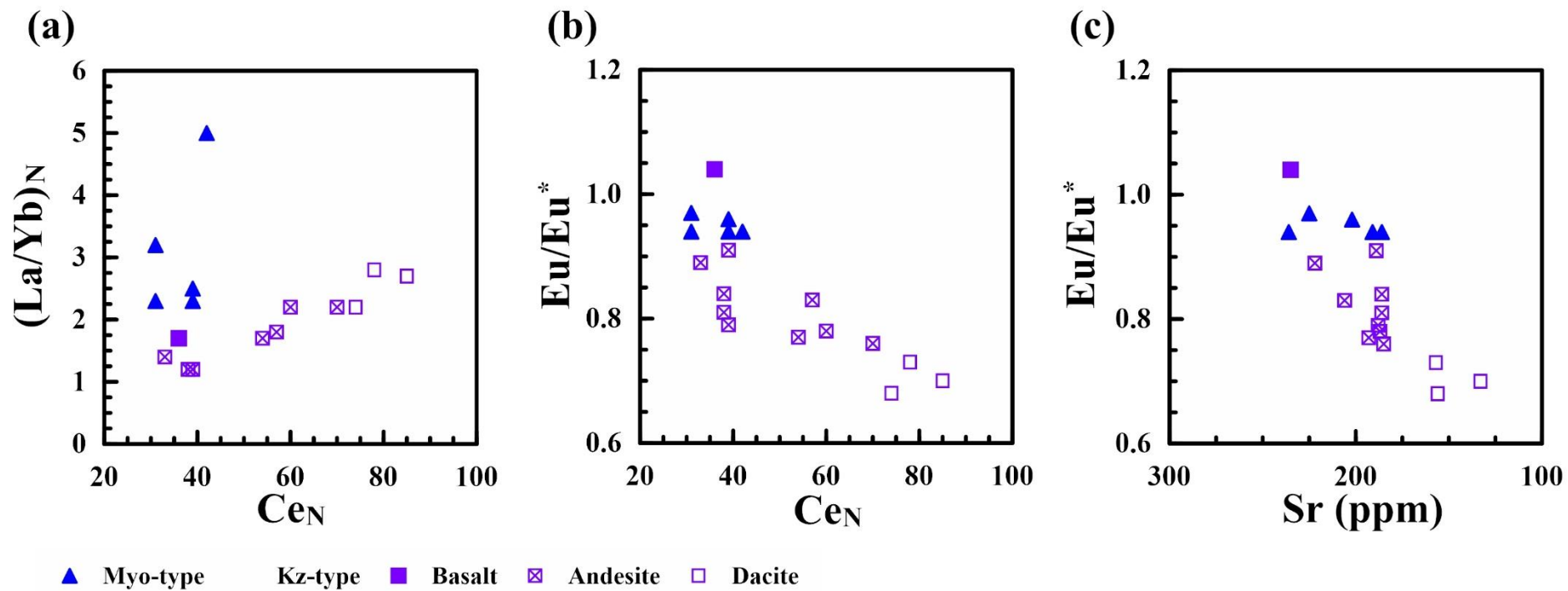


Fig. 34. $(La/Yb)_N$ versus Ce_N (a), Eu/Eu^* versus Ce_N (b) and Eu/Eu^* versus Sr (c) diagrams of Myogazawa and Kazmai Yamada volcanic rocks.

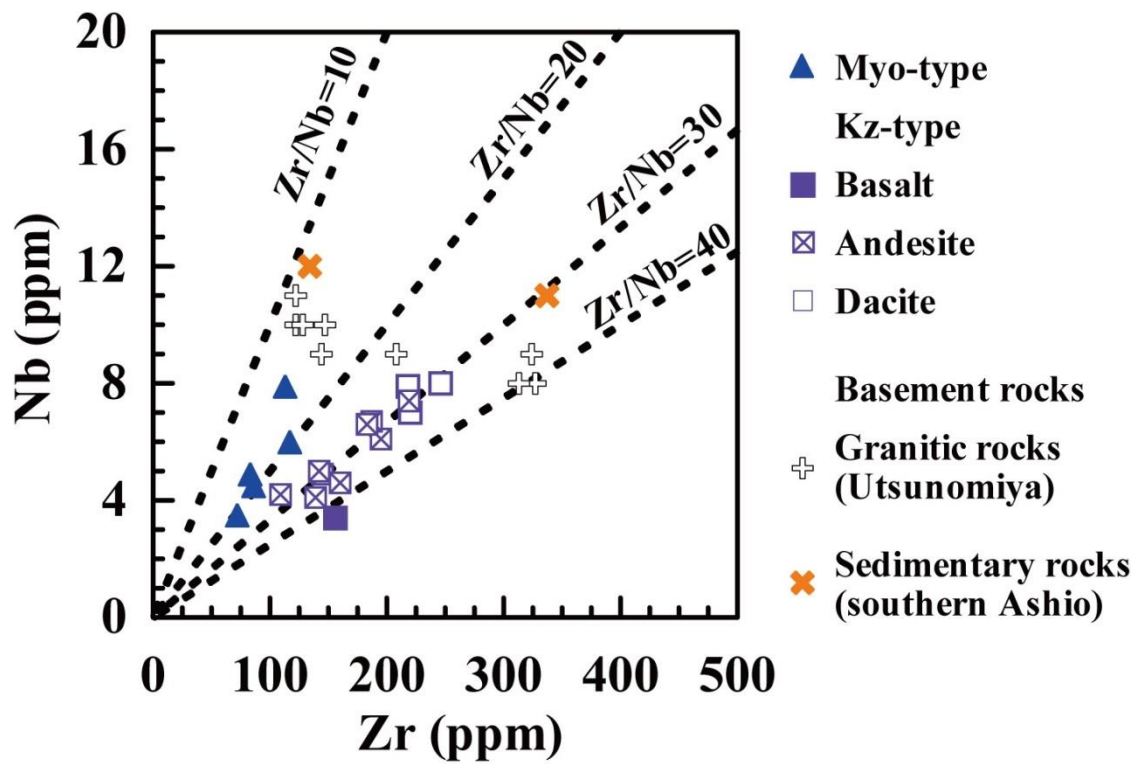


Fig. 35. Nb versus Zr diagram of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks, and the basement rocks. Data for Nishikawa *et al.* (2015; granitic rocks), and Kawano *et al.* (2006; sedimentary rocks).

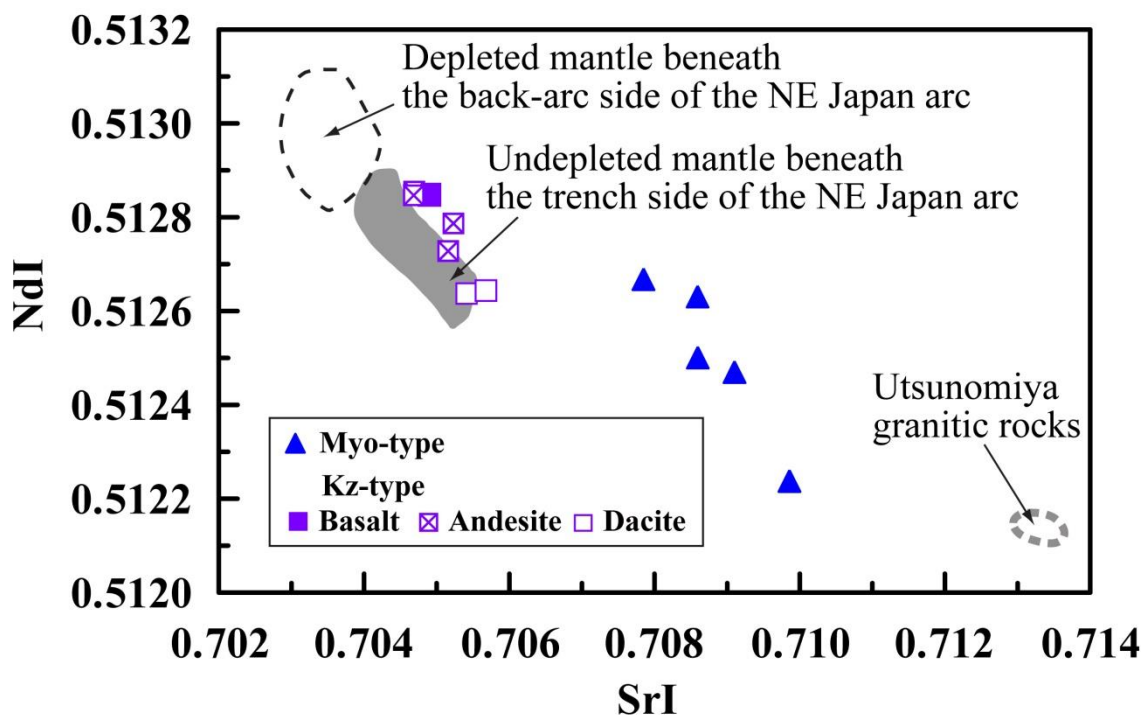


Fig. 36. SrI versus NdI diagram of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks, and the granitic basement rocks from Utsunomiya area, and the middle Miocene basaltic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Granitic rock data is taken from Nishikawa *et al.* (2015) and this study. Basaltic rock data are taken from Fukase and Shuto (2000), Kondo *et al.* (2000), Sato *et al.* (2007), Shuto *et al.* (2006, 1992a, 1997, 2008), Ohki *et al.* (1994), Okamura *et al.* (1993), Yamamoto *et al.* (2008).

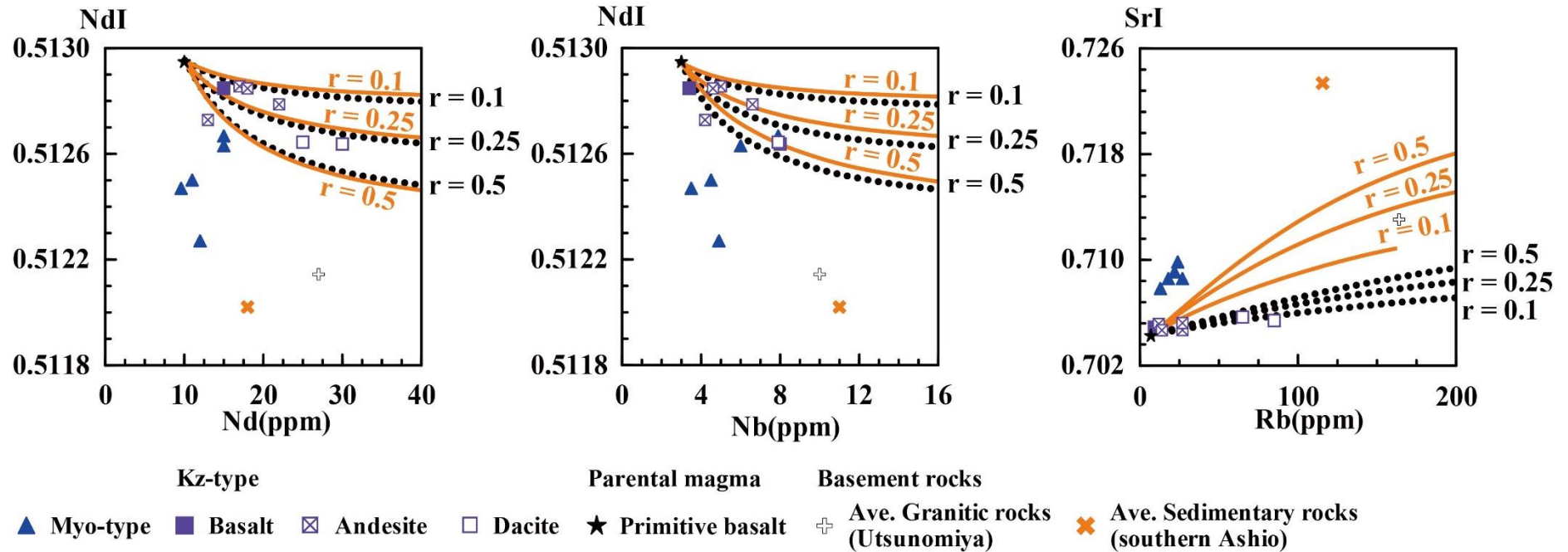


Fig. 37. NdI versus Nd, NdI versus Nb and SrI versus Rb diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks. Assimilation–fractional crystallization (AFC) model calculations for Kz-type basalt to andesite. The AFC trajectories represent fractional crystallization with assimilation of the Utsunomiya granitic rocks (dotted line) and the southern Ashio sedimentary rocks (orange solid line). The parameter r is the ratio between the assimilation rate and the fractional crystallization rate (DePaolo, 1981).

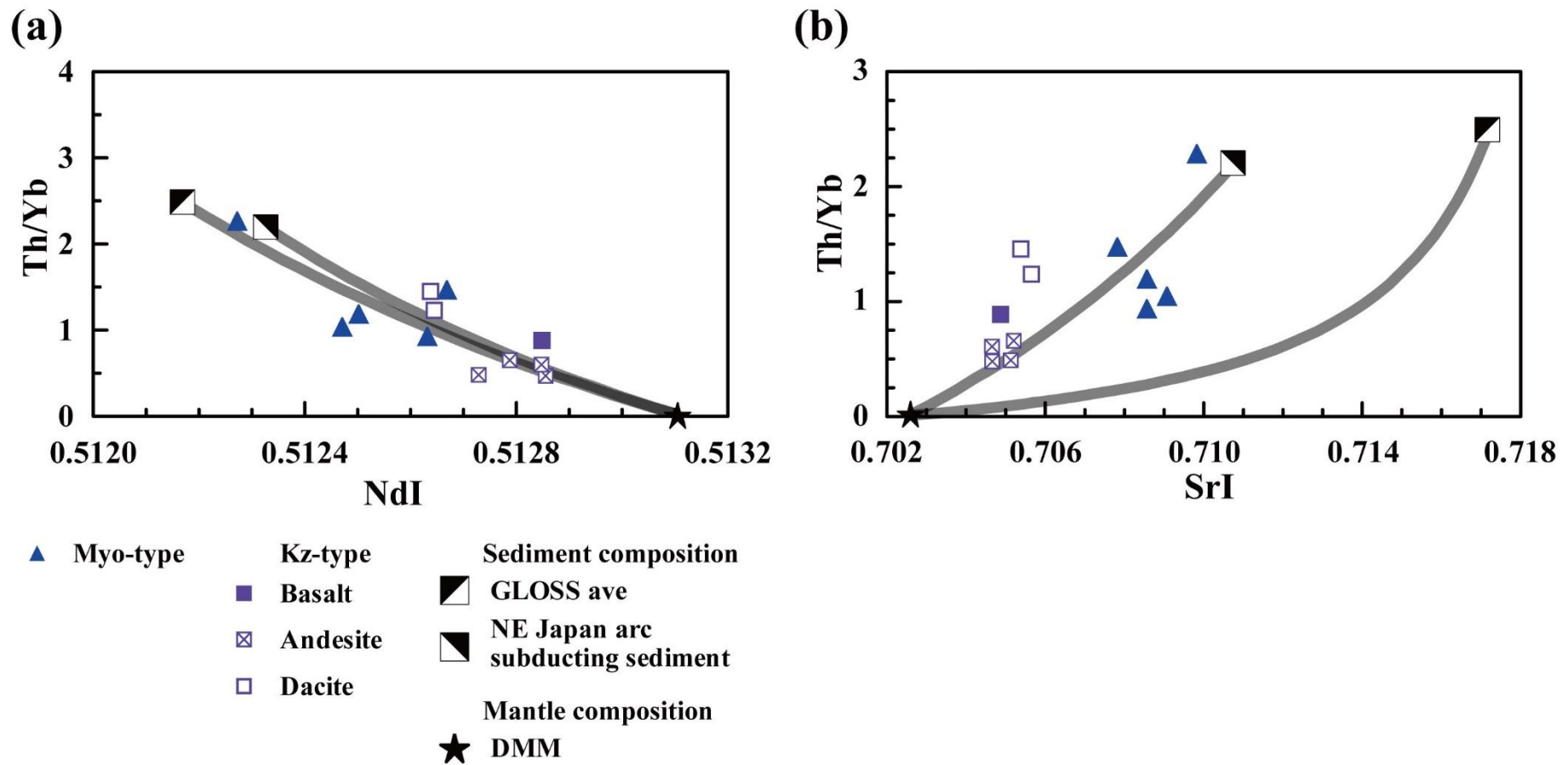


Fig. 38. Th/Yb versus NdI (a) and Th/Yb versus SrI (b) diagrams of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks. Showing the bulk mixing lines of average DMM with average NE Japan arc subducting sediments and global subducting sediment (GLOSS). Data for Workman and Hart (2005; DMM), and Plank and Langmuir (1998; sediments).

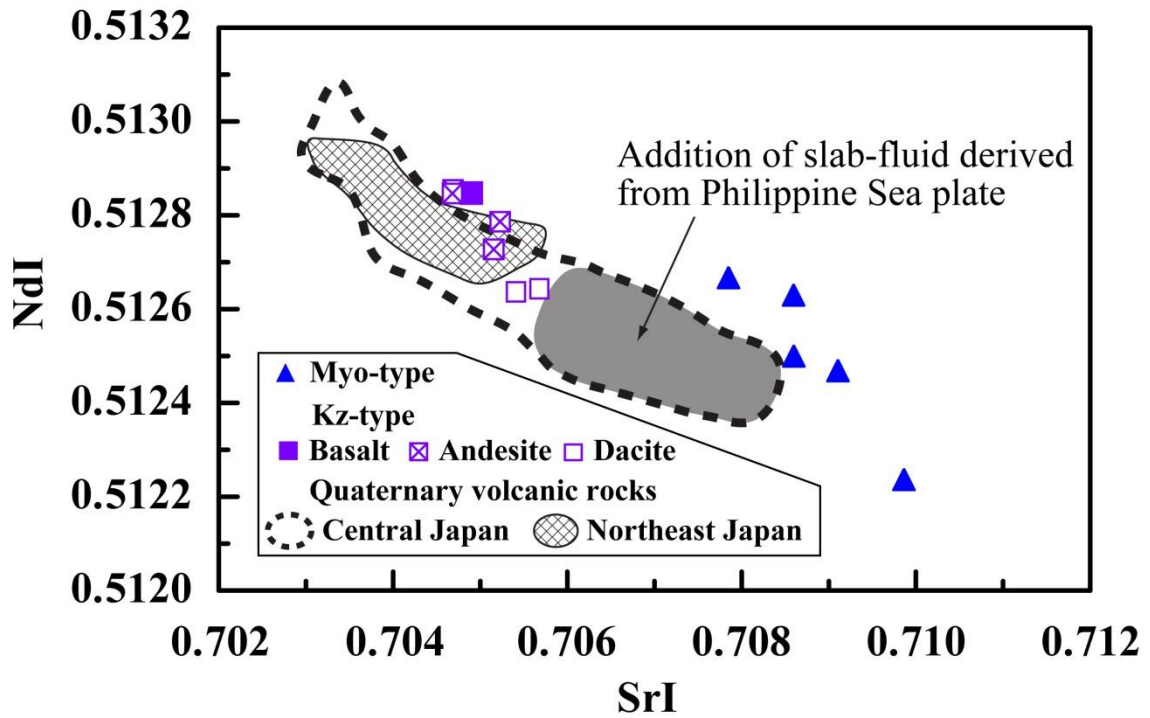


Fig. 39. SrI versus NdI diagram of Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks, and the Quaternary volcanic rocks (after Nakamura *et al.*, 2008; Nakamura and Iwamori, 2009). The Quaternary volcanic rocks from Central Japan added by slab–fluid derived from Philippine Sea plate is shown by the shaded area.

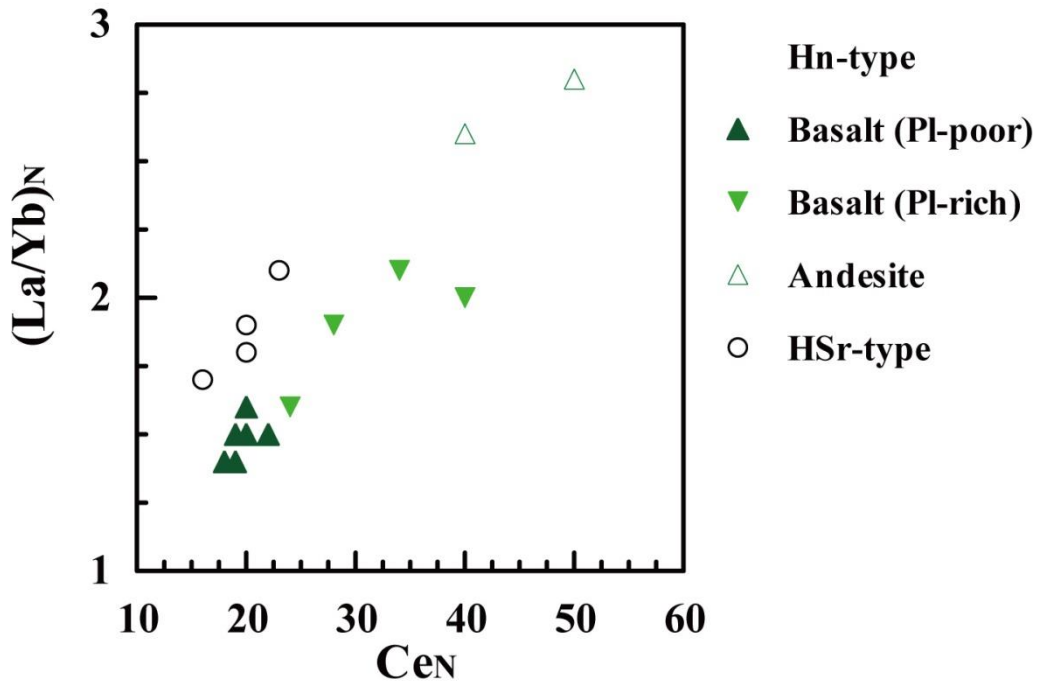


Fig. 40. $(La/Yb)_N$ versus Ce_N diagram of Hinata volcanic rocks.

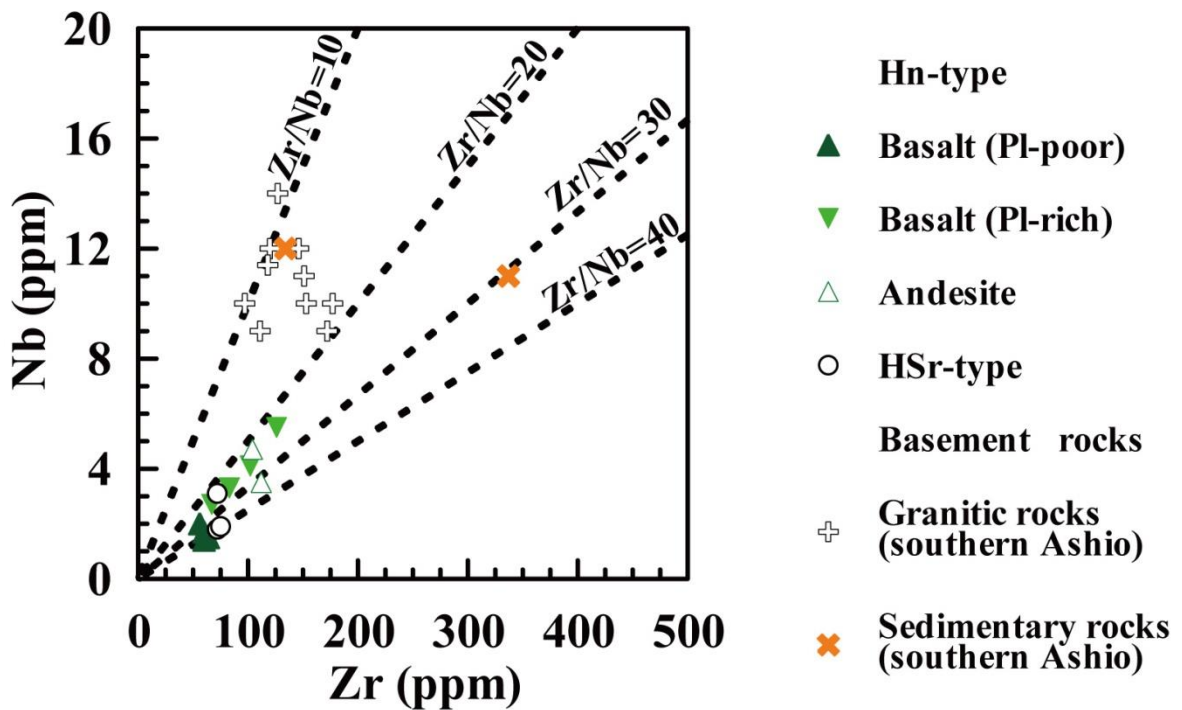


Fig. 41. Nb versus Zr diagram of Hinata volcanic rocks, and the basement rocks. Data for Kawano *et al.* (1999; granitic rocks), and Kawano *et al.* (2006; sedimentary rocks).

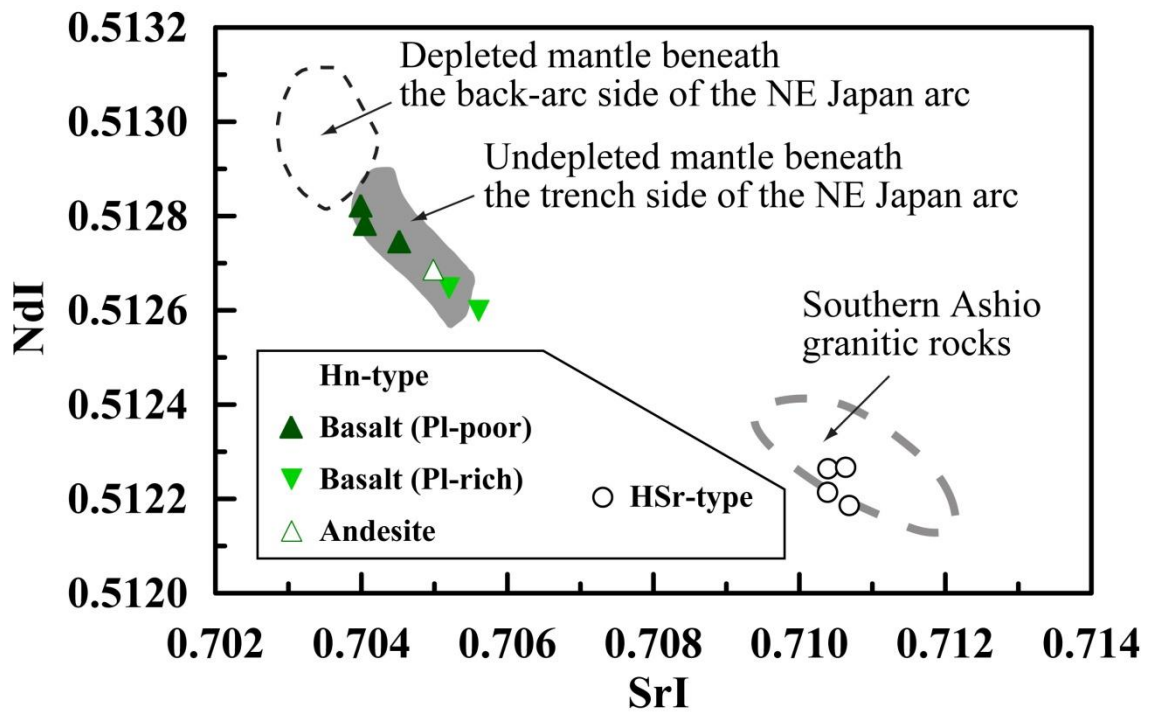


Fig. 42. SrI versus NdI diagram of Hinata volcanic rocks, and the granitic basement rocks from Kanuma area, and the middle Miocene basaltic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Granitic rock data is taken from Kawano *et al.* (1999). Basaltic rock data are taken from Fukase and Shuto (2000), Kondo *et al.* (2000), Sato *et al.* (2007), Shuto *et al.* (2006, 1992a, 1997, 2008), Ohki *et al.* (1994), Okamura *et al.* (1993), Yamamoto *et al.* (2008).

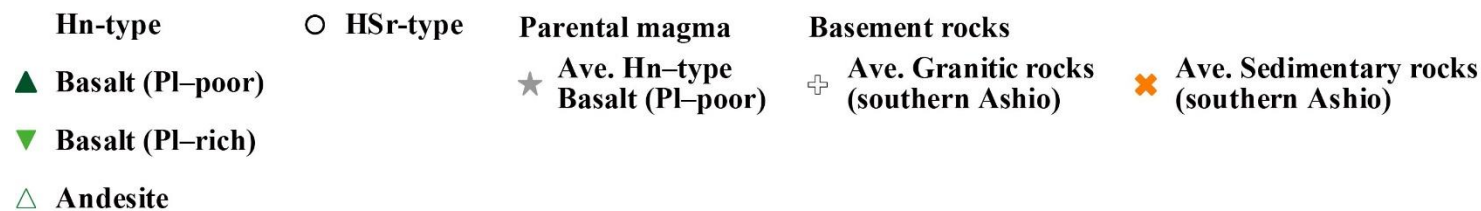
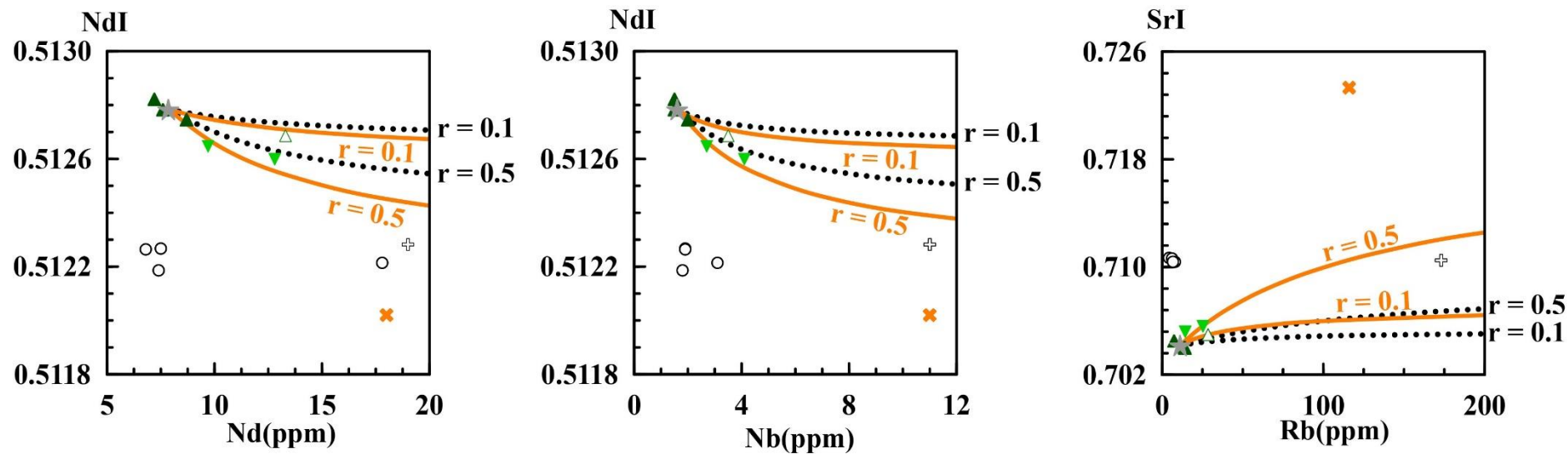


Fig. 43. NdI versus Nd, NdI versus Nb and SrI versus Rb diagrams of Hinata volcanic rocks. Assimilation–fractional crystallization (AFC) model calculations for Hn–type basalt (PI–poor). The AFC trajectories represent fractional crystallization with assimilation of the southern Ashio granitic rocks (dotted line) and the southern Ashio sedimentary rocks (orange solid line). The parameter r is the ratio between the assimilation rate and the fractional crystallization rate (DePaolo, 1981).

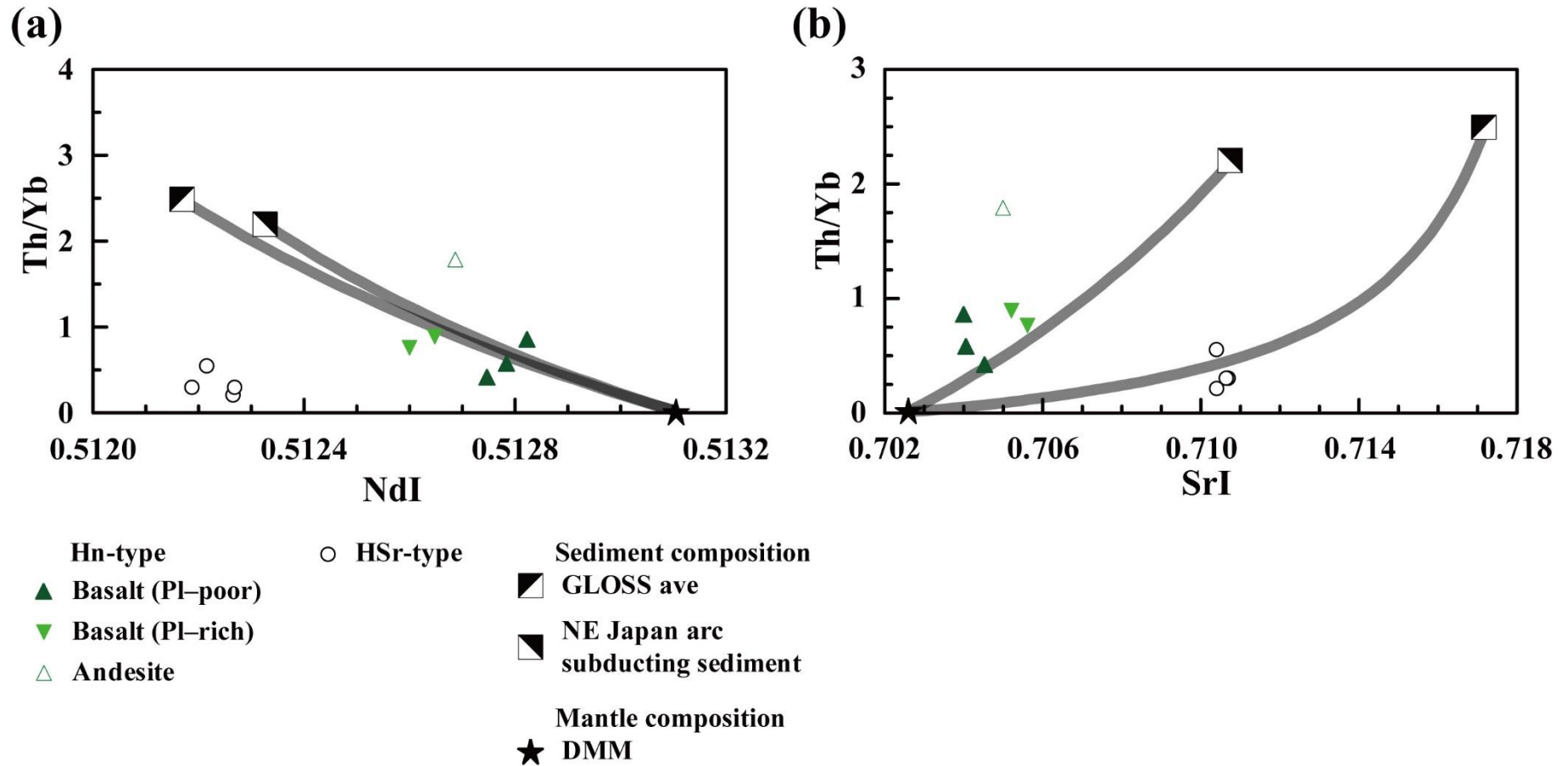


Fig. 44. Th/Yb versus NdI (a) and Th/Yb versus SrI (b) diagrams of Hinata volcanic rocks. Showing the bulk mixing lines of average DMM with average NE Japan arc subducting sediments and global subducting sediment (GLOSS). Data for Workman and Hart (2005; DMM), and Plank and Langmuir (1998; sediments).

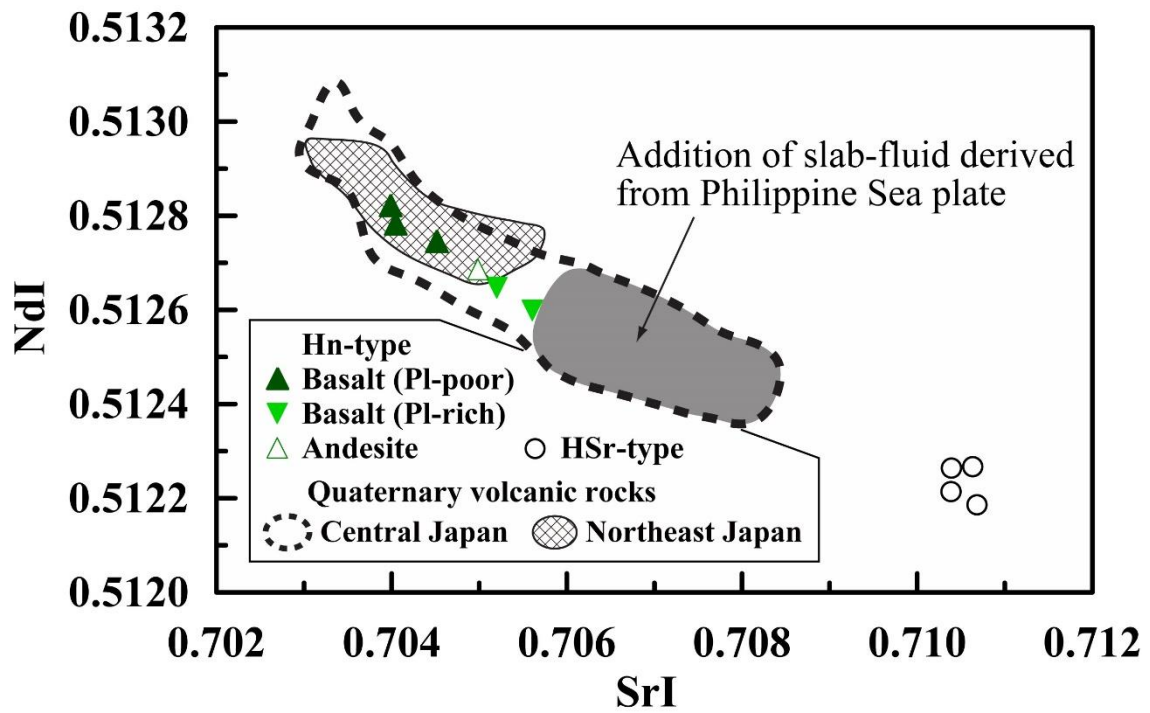


Fig. 45. SrI versus NdI diagram of Hinata volcanic rocks, and the Quaternary volcanic rocks (after Nakamura *et al.*, 2008; Nakamura and Iwamori, 2009). The Quaternary volcanic rocks from Central Japan added by slab–fluid derived from Philippine Sea plate is shown by the shaded area.

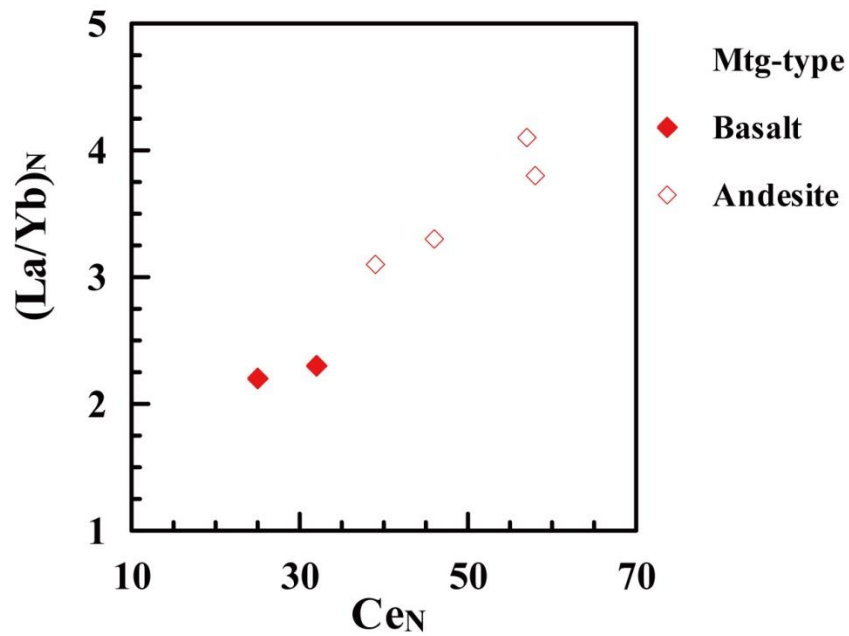


Fig. 46. $(La/Yb)_N$ versus Ce_N diagram of Motegi volcanic rocks.

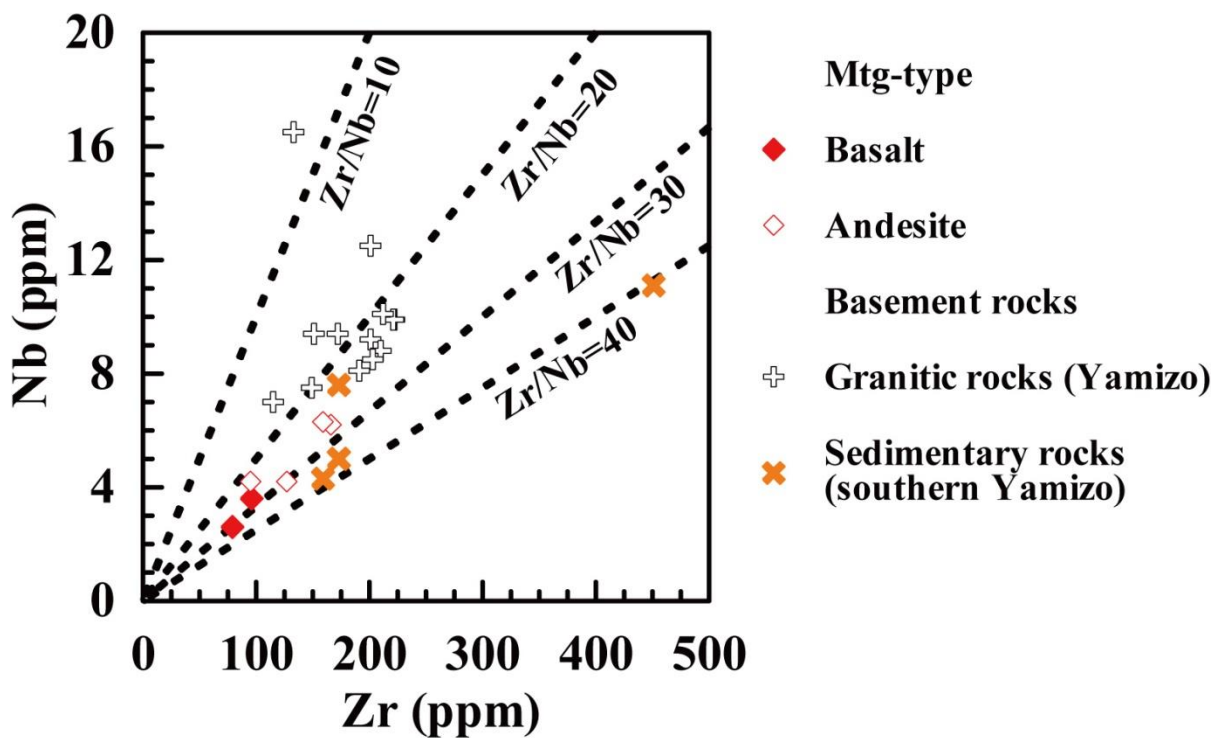


Fig. 47. Nb versus Zr diagram of Hinata volcanic rocks, and the basement rocks. Data for Kawano *et al.* (2000; granitic rocks), and Kawano *et al.* (2006; sedimentary rocks).

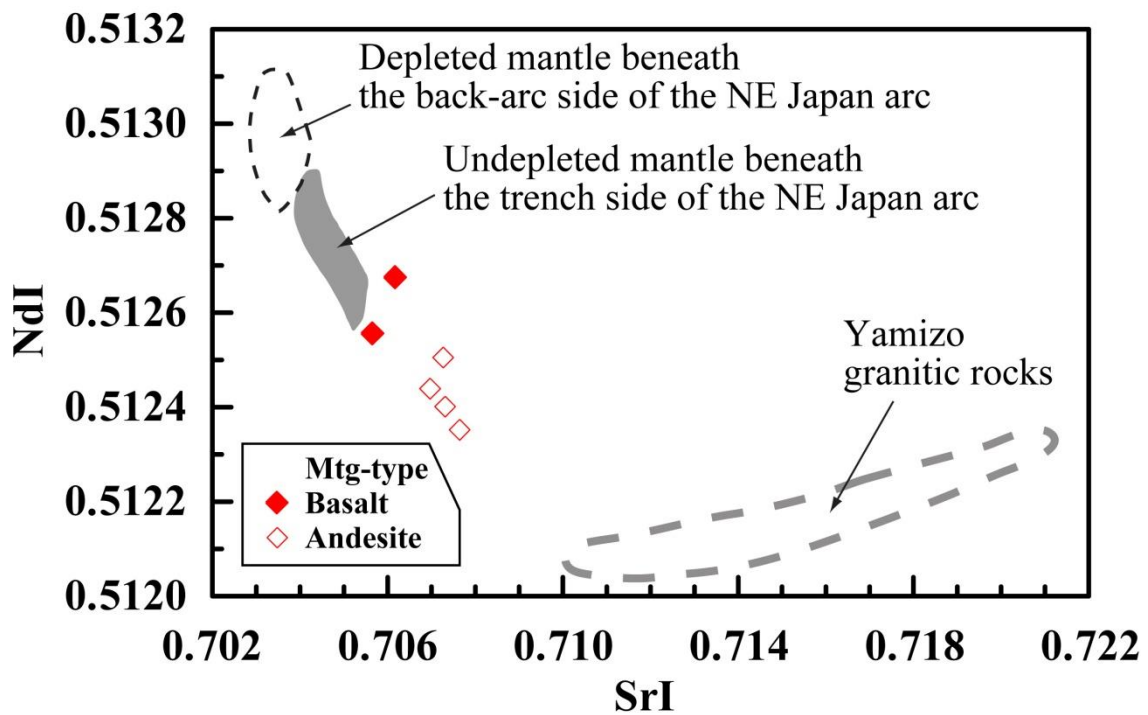


Fig. 48. SrI versus NdI diagram of Motegi volcanic rocks, and the granitic basement rocks from Motegi area, and the middle Miocene basaltic rocks from the NE Japan back-arc and trench sides. Granitic rock data is taken from Kawano *et al.* (2000). Basaltic rock data are taken from Fukase and Shuto (2000), Kondo *et al.* (2000), Sato *et al.* (2007), Shuto *et al.* (2006, 1992a, 1997, 2008), Ohki *et al.* (1994), Okamura *et al.* (1993), Yamamoto *et al.* (2008).

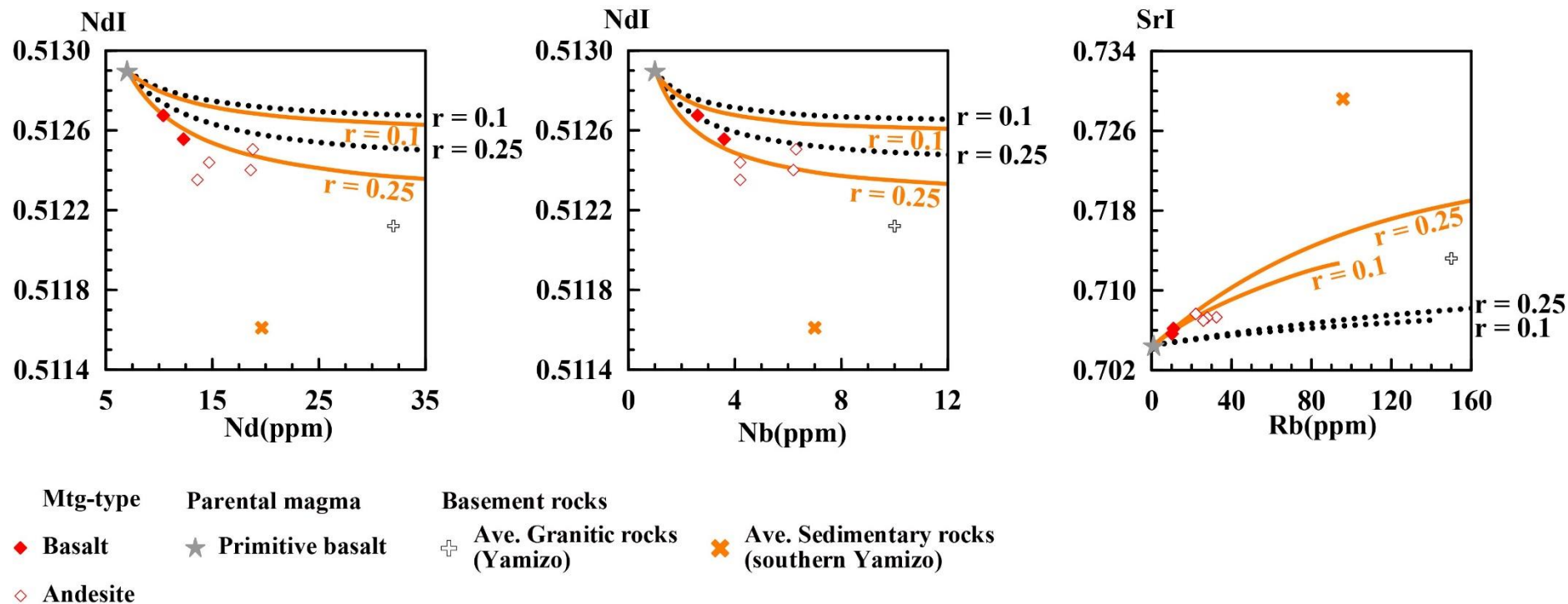


Fig. 49. NdI versus Nd, NdI versus Nb and SrI versus Rb diagrams of Motegi volcanic rocks. Assimilation–fractional crystallization (AFC) model calculations for Mtg–type basalt to andesite. The AFC trajectories represent fractional crystallization with assimilation of the Yamizo granitic rocks (dotted line) and the southern Yamizo sedimentary rocks (orange solid line). The parameter r is the ratio between the assimilation rate and the fractional crystallization rate (DePaolo, 1981).

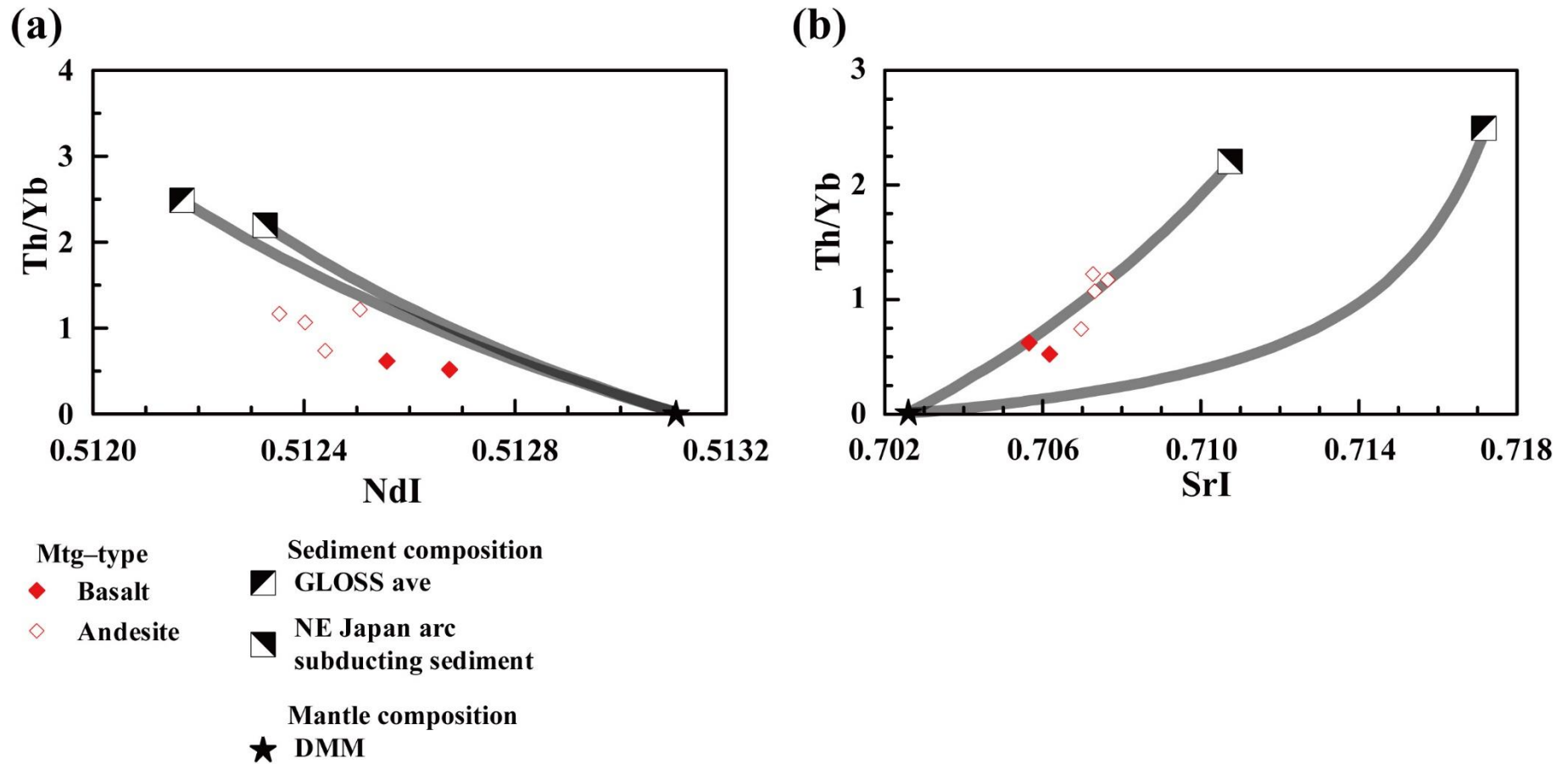


Fig. 50. Th/Yb versus NdI (a) and Th/Yb versus SrI (b) diagrams of Motegi volcanic rocks. Showing the bulk mixing lines of average DMM with average NE Japan arc subducting sediments and global subducting sediment (GLOSS). Data for Workman and Hart (2005; DMM), and Plank and Langmuir (1998; sediments).

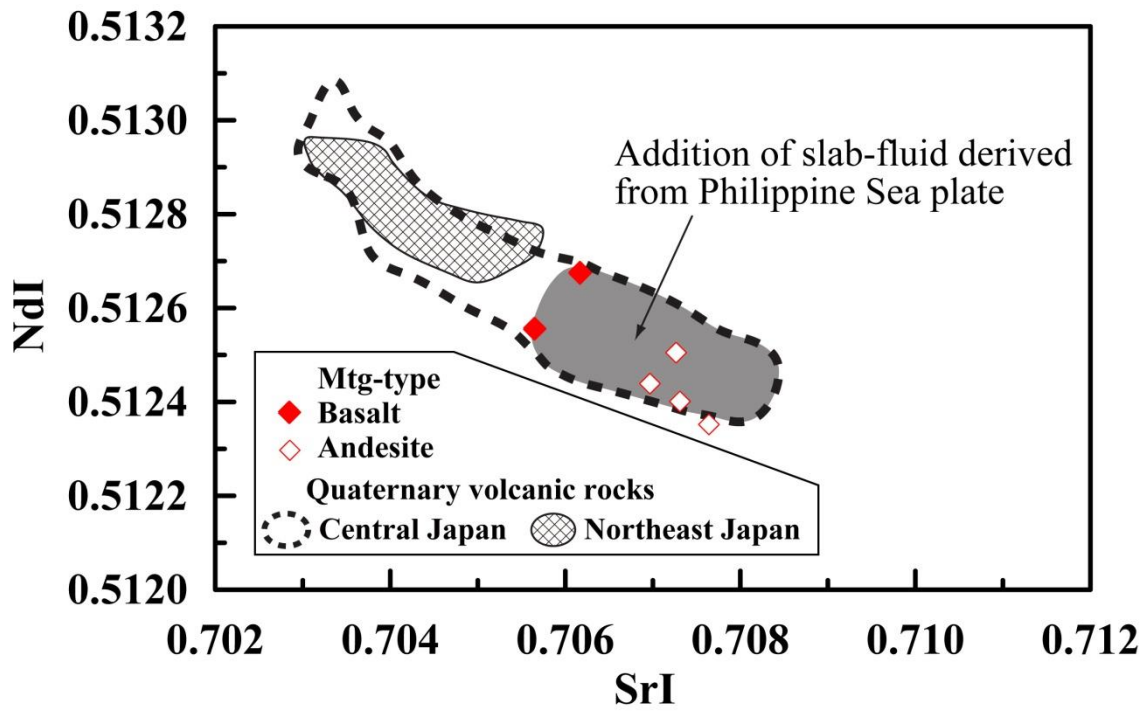


Fig. 51. SrI versus NdI diagram of Motegi volcanic rocks, and the Quaternary volcanic rocks (after Nakamura *et al.*, 2008; Nakamura and Iwamori, 2009). The Quaternary volcanic rocks from Central Japan added by slab–fluid derived from Philippine Sea plate is shown by the shaded area.

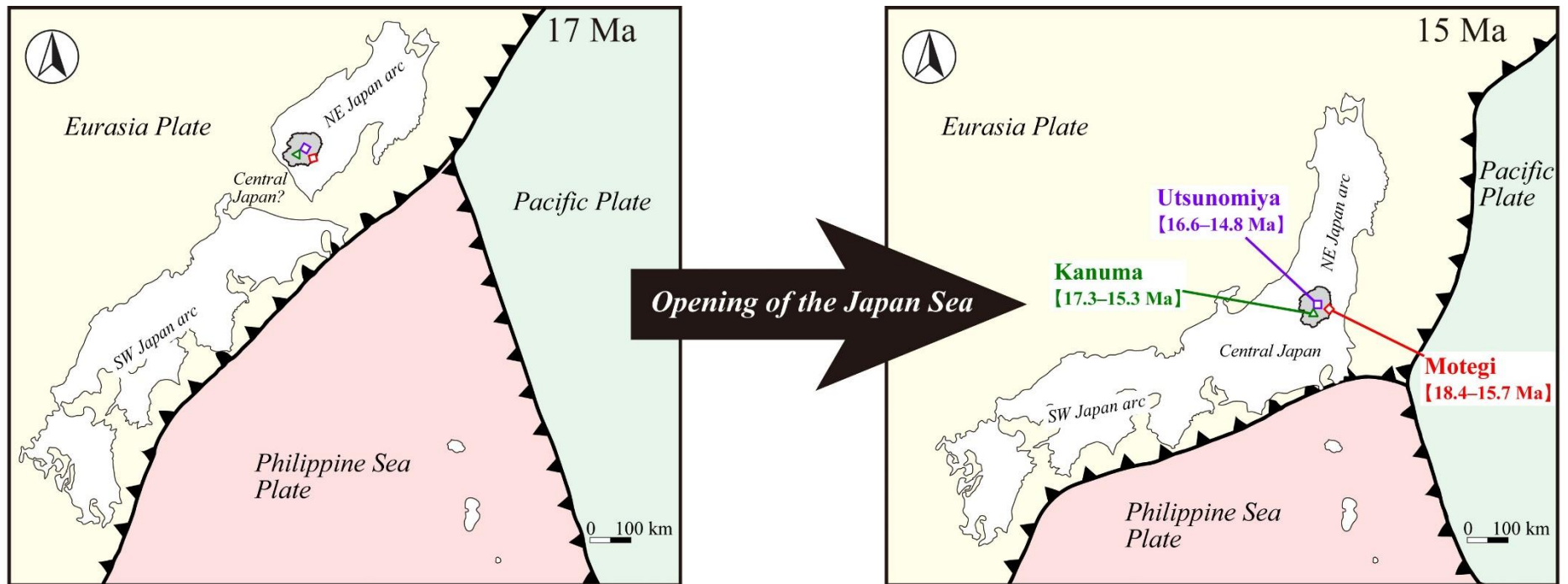


Fig. 52. Reconstruction model of before and after the Opening of Japan Sea (after Seno and Maruyama, 1984; Takahashi, 2008 c).

Table 1. Modal compositions of Miocene volcanic rocks from southern margin area in Northeast Japan arc

locality	Kanuma												
Sample No.	Hn-type								Andesite		HSr-type		
	Basalt (Pl-poor)				Basalt (Pl-rich)						Basalt		
	H-01	H-04	15031304	15031309	15031303	15031305	15031306	15031310	15031308	15030205	H-06	15031301	15031302
Phenocryst (vol%)													
Pl	-	8.4	9.9	7.6	41.6	29.8	25.2	43.7	31.0	23.0	19.1	19.8	30.4
Ol	6.4	7.3	9.1	6.2	1.6	4.5	0.7	1.2	+	2.4	2.4	6.6	7.1
Opx	-	-	-	-	-	-	-	-	3.1	0.4	1.0	-	-
Cpx	4.1	5.3	5.2	10.6	-	-	+	-	2.7	0.8	1.7	-	2.4
Opq	0.8	0.1	0.2	0.7	0.1	0.1	0.1	0.4	0.9	0.5	0.9	0.1	0.8
Gm (vol%)	88.7	78.5	75.5	74.9	55.9	62.0	71.2	52.5	61.3	70.4	75.0	70.9	59.3

Pl, plagioclase; Ol, olivine; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral; Gm, groundmass; +, detected; -, not detected.

Table 1. continued

locality	Utsunomiya																		
Sample No.	Myo-type					Kz-type												Dacite	
	Andesite					Basalt	Andesite												
	M-01	M-02	M-03	M-04	M-05	K-13	K-01	K-02	K-03	K-04	K-07	K-08	K-10	K-11	K-12	K-05	K-06	K-09	
Phenocryst (vol%)																			
Pl	22.7	16.2	15.3	25.0	25.7	38.8	26.4	24.1	32.7	20.0	12.5	29.1	32.1	13.8	22.4	26.7	17.0	22.2	
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Opx	6.2	2.3	0.6	8.1	9.1	0.6	0.1	0.6	0.6	3.1	0.3	1.2	1.6	0.6	-	3.2	3.9	3.0	
Cpx	7.7	1.6	0.2	4.1	2.0	1.3	0.2	0.2	0.2	0.5	+	0.2	4.3	2.7	0.8	0.6	0.6	2.2	
Opq	+	0.0	+	0.7	+	0.1	0.7	0.5	0.4	0.3	0.2	0.1	1.4	1.7	0.6	1.4	0.9	0.7	
Gm (vol%)	63.4	79.6	83.8	62.1	63.3	59.2	72.7	74.7	66.2	76.1	87.0	69.4	60.6	81.2	76.3	68.2	77.6	71.9	

Pl, plagioclase; Ol, olivine; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral; Gm, groundmass; +, detected; -, not detected.

Table 1. continued

locality	Motegi		
Sample No.	Mtg-type		
	Basalt	Andesite	
	Mtg-02	Mtg-01	Mtg-05
Phenocryst (vol%)			
Pl	45.1	23.8	25.3
Ol	0.2	0.4	-
Opx	-	-	3.6
Cpx	0.2	0.5	7.7
Opq	0.1	0.3	0.7
Gm (vol%)	54.5	75.1	62.4

Pl, plagioclase; Ol, olivine; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral; Gm, groundmass; -, not detected.

Table 2. Major and trace element compositions of GSJ rock reference standards for JB-1a and JA-3 using XRF

JB-1a	Mean (N=13)	SD	RSD (%)	C.V.	Dif	Dif (%)	JA-3	Mean (N=13)	SD	RSD (%)	C.V.	Dif	Dif (%)
SiO ₂ (wt%)	51.91	± 0.18	0.3	52.41	-0.50	-0.9	SiO ₂ (wt%)	61.03	± 0.10	0.2	62.27	-1.24	-2.0
TiO ₂	1.30	± 0.01	1.1	1.28	0.02	1.8	TiO ₂	0.69	± 0.01	0.9	0.70	-0.01	-1.8
Al ₂ O ₃	14.33	± 0.08	0.5	14.45	-0.12	-0.8	Al ₂ O ₃	15.48	± 0.06	0.4	15.56	-0.08	-0.5
FeO [†]	8.08	± 0.04	0.4	8.15	-0.07	-0.9	FeO [†]	6.03	± 0.04	0.7	5.94	0.09	1.5
MnO	0.147	± 0.001	0.6	0.148	-0.001	-0.7	MnO	0.105	± 0.001	1.1	0.104	0.001	1.3
MgO	7.75	± 0.04	0.5	7.83	-0.08	-1.0	MgO	3.74	± 0.02	0.5	3.72	0.02	0.5
CaO	9.28	± 0.04	0.4	9.31	-0.03	-0.3	CaO	6.28	± 0.02	0.3	6.24	0.04	0.6
Na ₂ O	2.79	± 0.02	0.9	2.73	0.06	2.4	Na ₂ O	3.19	± 0.02	0.7	3.19	0.00	0.1
K ₂ O	1.42	± 0.01	0.9	1.40	0.02	1.4	K ₂ O	1.41	± 0.01	0.8	1.41	0.00	0.3
P ₂ O ₅	0.26	± 0.001	0.5	0.26	0.00	-1.8	P ₂ O ₅	0.116	± 0.001	1.1	0.116	0.000	0.1
Total	97.28	± 0.41	0.4	97.97	-0.69	-0.7	Total	98.07	± 0.27	0.3	99.25	-1.18	-1.2
Ba (ppm)	492	± 17.3	3.5	504	-12	-2.3	Ba (ppm)	313	± 4.72	1.5	323	-10	-3.1
Co	39.1	± 1.35	3.4	38.6	0.5	1.4	Co	19.0	± 1.33	7.0	21.1	-2.1	-9.7
Cr	391	± 1.51	0.4	392	-1	-0.3	Cr	67.0	± 1.03	1.5	66.2	0.8	1.2
Cu	62.7	± 0.63	1.0	56.7	6.0	10.5	Cu	42.7	± 0.45	1.1	43.4	-0.7	-1.6
Ga	16.7	± 0.34	2.0	17.9	-1.2	-6.6	Ga	16.3	± 0.31	1.9	16.3	0.0	0.1
Nb	24.4	± 0.22	0.9	26.9	-2.5	-9.4	Nb	2.82	± 0.85	30.1	3.41	-0.59	-17.2
Ni	136	± 0.78	0.6	139	-3	-2.0	Ni	29.9	± 1.20	4.0	32.2	-2.3	-7.0
Pb	6.45	± 0.23	3.6	6.76	-0.31	-4.6	Pb	8.18	± 0.44	5.3	7.70	0.48	6.2
Rb	38.8	± 0.28	0.7	39.2	-0.4	-0.9	Rb	36.2	± 0.40	1.1	36.7	-0.5	-1.5
Sr	438	± 2.06	0.5	442	-4	-0.9	Sr	280	± 0.94	0.3	287	-7	-2.4
Th	8.34	± 0.28	3.4	9.03	-0.69	-7.7	Th	3.68	± 0.28	7.5	3.25	0.43	13.4
V	200	± 5.09	2.6	205	-5	-2.6	V	163	± 3.89	2.4	169	-6	-3.8
Y	25.6	± 0.38	1.5	24.0	1.6	6.6	Y	21.9	± 0.43	2.0	21.2	0.7	3.4
Zn	81.4	± 0.57	0.7	82.1	-0.7	-0.8	Zn	66.6	± 0.58	0.9	67.7	-1.1	-1.6
Zr	139	± 2.27	1.6	144	-5	-3.5	Zr	113	± 1.25	1.1	118	-5	-4.4

[†]Total iron as FeO.

SD: Standard Deviation; RSD: Relative Standard Deviation; C.V.: Compiled Value from Imai *et al.* (1995).

Table 3. Rare earth element compositions of GSJ rock reference standards for JB-1a and JA-3 using LA-ICP-MS

JB-1a	Mean (N=13)	SD	RSD (%)	C.V.	Dif	Dif (%)	JA-3	Mean (N=14)	SD	RSD (%)	C.V.	Dif	Dif (%)
La (ppm)	39.9	± 0.71	1.8	37.6	2.3	6.2	La (ppm)	10.0	± 0.18	1.8	9.33	0.67	7.2
Ce	70.0	± 1.25	1.8	65.9	4.1	6.2	Ce	23.7	± 0.53	2.2	22.8	0.9	3.8
Pr	7.75	± 0.14	1.8	7.30	0.45	6.2	Pr	2.93	± 0.18	6.1	2.40	0.53	21.9
Nd	27.6	± 0.50	1.8	26.0	1.6	6.2	Nd	13.1	± 0.33	2.6	12.3	0.8	6.2
Sm	5.39	± 0.10	1.8	5.07	0.32	6.2	Sm	2.97	± 0.24	8.0	3.05	-0.08	-2.6
Eu	1.55	± 0.03	1.8	1.46	0.09	6.2	Eu	0.85	± 0.03	3.1	0.82	0.03	3.3
Gd	4.96	± 0.09	1.9	4.67	0.29	6.3	Gd	3.37	± 0.14	4.1	2.96	0.41	14.0
Tb	0.73	± 0.01	1.8	0.69	0.04	6.3	Tb	0.55	± 0.02	3.6	0.52	0.03	5.6
Dy	4.24	± 0.08	1.8	3.99	0.25	6.3	Dy	3.37	± 0.13	3.7	3.01	0.36	12.1
Ho	0.75	± 0.01	1.8	0.71	0.04	6.3	Ho	0.65	± 0.02	3.7	0.51	0.14	26.6
Er	2.32	± 0.04	1.8	2.18	0.14	6.3	Er	2.04	± 0.05	2.5	1.57	0.47	29.8
Tm	0.35	± 0.01	1.9	0.33	0.02	6.5	Tm	0.32	± 0.01	3.0	0.28	0.04	15.4
Yb	2.23	± 0.04	1.8	2.10	0.13	6.4	Yb	2.14	± 0.10	4.6	2.16	-0.02	-0.9
Lu	0.35	± 0.01	2.0	0.33	0.02	6.4	Lu	0.35	± 0.01	3.4	0.32	0.03	8.8

SD: Standard Deviation; RSD: Relative Standard Deviation; C.V.: Compiled Value from Imai *et al.* (1995).

Table 4. Major and trace element compositions of Miocene volcanic rocks from southern margin area in Northeast Japan arc

locality	Kanuma												HSr-type			
	Hn-type												Basalt			
Sample No.	Basalt (Pl-poor)						Basalt (Pl-rich)				Andesite		Basalt			
	H-01	H-02	H-03	H-04	15031304*	15031309*	15031303*	15031305*	15031306*	15031310*	15031308*	15030205*	H-05	H-06	15031301*	15031302*
Major and trace elements analyzed by XRF																
SiO ₂ (wt%)	52.14	52.77	52.80	53.11	52.38	52.09	51.38	53.17	52.21	50.95	56.09	62.83	51.19	51.31	50.90	48.52
TiO ₂	0.79	0.88	0.84	0.81	0.79	0.78	1.05	1.07	1.38	1.00	0.86	0.86	0.93	0.94	0.98	0.90
Al ₂ O ₃	16.32	18.44	17.60	17.30	16.71	15.97	21.78	20.43	19.31	21.83	19.81	18.21	18.88	18.48	20.13	18.39
FeO [†]	8.35	6.76	7.11	7.70	7.61	8.09	7.92	7.89	8.91	8.37	6.95	5.56	9.05	9.14	9.36	9.11
MnO	0.17	0.08	0.12	0.18	0.18	0.17	0.20	0.12	0.11	0.14	0.21	0.06	0.19	0.19	0.11	0.22
MgO	9.34	7.25	8.03	7.47	9.62	10.19	3.11	2.68	3.74	3.25	3.85	1.22	6.20	6.80	4.24	6.27
CaO	9.93	10.58	10.32	10.27	9.56	10.15	10.49	9.38	9.56	10.74	8.73	7.09	10.86	10.57	11.15	11.29
Na ₂ O	2.42	2.84	2.71	2.75	2.68	2.23	3.01	3.03	3.13	2.88	2.84	3.31	2.29	2.30	2.27	2.12
K ₂ O	0.57	0.55	0.56	0.58	0.52	0.38	0.56	1.02	0.88	0.51	0.77	1.06	0.32	0.34	0.28	0.32
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.10	0.09	0.08	0.08	0.17	0.18	0.23	0.15	0.12	0.13	0.13	0.14	0.15	0.12
Total	100.11	100.24	100.19	100.26	100.13	100.13	99.67	98.97	99.46	99.82	100.23	100.33	100.04	100.21	99.57	97.26
L.O.I.	1.69	3.84	5.09	2.84	1.15	1.85	1.14	2.78	2.25	2.35	2.26	1.47	1.45	0.93	3.29	3.09
Ba (ppm)	136	119	114	117	119	112	120	139	173	115	263	232	101	102	91	91
Co	39	34	39	36	36	41	22	17	25	24	18	11	30	31	24	32
Cr	432	357	376	331	334	429	17	52	50	24	79	17	116	111	129	186
Cu	49	41	41	24	33	34	7.2	4.4	16	27	8.3	16	8.5	6.0	n.d.	3.7
Ga	15	17	16	15	16	15	19	19	19	19	18	18	16	17	17	16
Nb	1.5	1.5	1.7	1.5	1.4	2.0	3.3	4.1	5.5	2.7	4.7	3.5	1.8	1.9	3.1	1.9
Ni	141	165	188	153	186	196	2.2	5.8	6.7	3.7	9.4	5.1	13	16	13	23
Pb	3.0	2.5	3.0	2.5	2.7	2.0	3.4	2.8	4.1	3.1	8.1	5.3	1.7	1.9	2.5	2.0
Rb	14	10	12	14	10	7.4	9.1	25	19	14	34	29	4.3	6.1	7.9	6.7
Sr	195	238	229	227	212	202	329	308	319	304	234	213	297	289	313	283
Th	1.4	2.3	2.8	1.9	1.9	1.1	1.9	2.2	2.5	2.4	4.2	5.2	0.6	0.6	2.4	0.4
V	276	281	253	263	258	269	238	250	295	257	212	143	276	270	283	270
Y	23	25	22	22	22	30	31	27	39	26	39	28	19	19	47	19
Zn	71	60	71	69	68	73	84	84	102	82	80	51	87	85	61	78
Zr	64	64	60	63	60	56	83	102	126	67	104	112	72	75	72	75

[†]Total iron as FeO. L.O.I., loss on ignition. n.d., not detected. *Data for Miyashita (2015MS).

Table 4. continued

Sample No.	Utsunomiya					Kz-type												
	Myo-type					Basalt	Andesite								Dacite			
	M-01	M-02	M-03	M-04	M-05		K-13	K-01	K-02	K-03	K-04	K-07	K-08	K-10	K-11	K-12	K-05	K-06
Major and trace elements analyzed by XRF																		
SiO ₂ (wt%)	55.04	58.94	56.72	55.15	56.77	51.06	54.73	55.03	55.08	61.60	58.31	53.05	58.24	59.19	54.59	68.17	63.22	63.31
TiO ₂	0.93	1.06	1.34	1.37	0.61	1.49	1.41	1.46	1.43	0.95	1.23	1.35	1.02	1.29	1.42	0.94	0.94	1.07
Al ₂ O ₃	17.06	16.86	17.27	17.08	17.63	22.79	18.20	18.39	18.21	17.17	17.52	19.63	17.57	16.62	18.51	15.20	15.99	16.19
FeO [†]	8.51	7.86	8.49	8.69	7.25	7.63	8.46	8.14	8.15	5.86	7.61	7.70	7.89	7.37	7.97	4.45	5.72	5.93
MnO	0.16	0.15	0.16	0.17	0.15	0.07	0.17	0.17	0.16	0.11	0.22	0.19	0.20	0.26	0.17	0.06	0.46	0.14
MgO	5.38	3.44	3.39	4.85	4.73	3.27	2.93	2.83	2.93	1.64	2.50	3.43	2.66	2.63	2.93	0.48	1.63	1.74
CaO	9.77	7.81	8.43	8.14	8.97	9.59	8.26	8.11	8.15	5.60	6.57	9.73	6.74	6.51	8.07	3.93	5.12	5.04
Na ₂ O	1.69	1.68	2.20	2.14	1.98	3.23	3.53	3.55	3.52	3.81	3.63	2.94	3.44	3.93	3.56	3.98	3.89	3.69
K ₂ O	0.28	0.84	0.40	0.61	0.86	0.35	0.77	0.80	0.81	1.67	0.85	0.46	0.87	0.88	0.76	2.26	1.81	1.87
P ₂ O ₅	0.10	0.13	0.19	0.21	0.08	0.23	0.32	0.33	0.33	0.28	0.32	0.25	0.20	0.40	0.32	0.26	0.25	0.21
Total	98.92	98.77	98.59	98.41	99.03	99.71	98.78	98.81	98.77	98.69	98.76	98.73	98.83	99.08	98.30	99.73	99.03	99.19
L.O.I.	1.83	4.49	4.01	4.24	2.45	5.79	1.31	1.76	1.48	2.85	4.08	1.97	3.27	2.18	2.63	1.40	2.65	1.29
Ba (ppm)	184	140	186	168	276	79	180	177	187	296	243	207	289	252	147	365	313	363
Co	30	18	20	24	23	21	21	19	18	10	10	20	19	15	20	4.7	14.2	15
Cr	83	18	28	37	44	22	13	11	11	7.2	6.3	25	6.0	9.6	11	6.3	8.3	7.3
Cu	20	12	25	15	6.2	23	27	21	15	6.2	1.6	26	12	14	27	6.9	7.7	10
Ga	16	16	17	19	15	22	18	20	18	18	20	17	20	19	18	18	18	19
Nb	3.5	4.5	7.9	6.0	4.9	3.4	4.1	4.9	5.0	7.4	6.1	4.2	6.7	6.6	4.6	8.0	7.0	7.9
Ni	16	3.4	10	5.8	9.4	11	3.9	3.6	3.4	1.2	1.0	7.8	1.0	1.7	0.2	2.8	2.3	2.7
Pb	4.8	3.9	2.8	3.7	5.0	4.6	4.1	5.2	5.8	9.4	7.7	4.4	10	7.1	4.8	13	11	11
Rb	22	27	13	18	24	9.3	26	26	27	57	33	12	32	27	14	85	66	65
Sr	225	191	186	202	236	235	186	188	186	185	206	222	187	193	189	133	156	157
Th	2.2	3.0	4.3	3.2	4.1	3.4	2.4	2.9	2.5	7.2	3.9	1.7	5.0	3.9	3.4	8.9	7.7	6.7
V	250	219	231	254	214	262	205	213	207	70	69	222	157	120	199	87	93	128
Y	22	25	32	37	18	37	55	56	53	62	55	39	53	75	56	64	68	57
Zn	83	87	94	99	72	108	96	99	97	87	109	98	112	104	97	85	82	98
Zr	72	86	113	117	83	156	139	145	142	219	195	109	187	183	160	246	220	218

[†]Total iron as FeO, L.O.I. : loss on ignition.

Table 4. continued

Sample No.	locality Motegi					
	Mtg-type					
	Basalt		Andesite			
	Mtg-02	Mtg-06	Mtg-01	Mtg-03	Mtg-04	Mtg-05
Major and trace elements analyzed by XRF						
SiO ₂ (wt%)	51.71	51.70	54.39	59.76	58.37	56.90
TiO ₂	1.05	1.14	1.22	0.85	0.86	0.91
Al ₂ O ₃	21.34	18.76	19.49	18.84	19.80	18.37
FeO [†]	8.21	9.50	7.65	6.29	6.37	7.72
MnO	0.16	0.21	0.22	0.13	0.14	0.16
MgO	3.09	5.92	3.20	1.73	1.82	3.70
CaO	10.38	9.25	9.99	7.02	7.69	7.90
Na ₂ O	3.10	2.68	2.62	3.74	3.66	3.12
K ₂ O	0.56	0.46	0.79	1.15	1.05	0.96
P ₂ O ₅	0.17	0.18	0.17	0.22	0.23	0.16
Total	99.77	99.80	99.74	99.73	99.99	99.90
L.O.I.	0.87	1.01	1.74	1.49	1.48	1.17
Ba (ppm)	132	109	183	360	312	267
Co	20	32	20	13	12	21
Cr	16	38	52	10	8.3	13
Cu	12	19	21	4.0	11	4.8
Ga	20	18	19	19	20	18
Nb	3.6	2.6	4.2	6.2	6.3	4.2
Ni	1.9	14.8	3.8	n.d.	n.d.	5.2
Pb	3.5	3.3	5.0	8.4	7.0	6.7
Rb	10	11	22	32	28	26
Sr	325	297	274	310	326	247
Th	1.6	1.1	2.8	3.2	3.3	2.0
V	232	243	267	94	96	183
Y	26	23	25	29	28	27
Zn	84	98	87	90	90	92
Zr	96	79	95	166	159	127

[†]Total iron as FeO. L.O.I., loss on ignition. n.d., not detected.

Table 5. Rare earth element and Sr–Nd isotope compositions of Miocene volcanic rocks from southern margin area in Northeast Japan arc

Sample No.	locality Kanuma																	
	Hn-type						Basalt (Pl-rich)						Andesite		HSr-type			
	Basalt (Pl-poor)														Basalt			
	H-01	H-02	H-03	H-04	15031304	15031309	15031303	15031305	15031306	15031310	15031308	15030205	H-05	H-06	15031301	15031302		
Rare earth elements analyzed by LA-ICP-MS																		
La	5.0	5.3	4.8	4.8	4.6*	5.7*	8.0*	8.6*	11*	6.0*	17*	11*	5.3	5.4	13*	4.4*		
Ce	12	14	12	12	11*	12*	17*	21*	24*	15*	31*	24*	12	12	14*	9.8*		
Pr	1.5	1.7	1.4	1.4	1.4*	1.6*	2.2*	2.6*	3.1*	1.8*	4.0*	2.9*	1.5	1.5	2.4*	1.3*		
Nd	7.6	8.8	7.7	7.2	7.1*	8.7*	12*	13*	16*	9.7*	20*	13*	7.4	7.5	18*	6.8*		
Sm	1.9	2.2	1.8	1.8	1.8*	2.1*	2.9*	3.0*	3.6*	2.4*	4.6*	3.0*	1.8	1.8	4.0*	1.6*		
Eu	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8*	0.9*	1.2*	1.3*	1.5*	1.0*	1.7*	1.1*	0.9	0.9	1.9*	0.9*		
Gd	2.8	3.3	2.8	2.7	3.0*	3.4*	4.2*	3.8*	5.2*	3.7*	6.3*	3.9*	2.3	2.4	6.0*	2.5*		
Tb	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5*	0.6*	0.7*	0.7*	0.9*	0.6*	1.1*	0.6*	0.4	0.4	1.0*	0.4*		
Dy	3.3	3.7	3.5	3.3	3.2*	3.9*	4.5*	4.1*	5.6*	3.9*	6.6*	4.2*	2.8	2.9	6.4*	2.7*		
Ho	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7*	0.8*	0.9*	0.8*	1.1*	0.8*	1.2*	0.8*	0.6	0.6	1.3*	0.5*		
Er	2.2	2.3	2.1	2.0	2.1*	2.7*	2.9*	2.7*	3.6*	2.5*	4.0*	2.7*	1.7	1.8	4.3*	1.8*		
Tm	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3*	0.4*	0.4*	0.4*	0.5*	0.4*	0.6*	0.4*	0.3	0.3	0.7*	0.3*		
Yb	2.4	2.5	2.3	2.2	2.3*	2.6*	3.0*	2.9*	3.7*	2.7*	4.2*	2.9*	2.0	2.0	4.4*	1.9*		
Lu	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4*	0.4*	0.5*	0.4*	0.6*	0.4*	0.7*	0.5*	0.3	0.3	0.7*	0.3*		
Sr and Nd isotope compositions analyzed by TIMS																		
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.206		0.180		0.106		0.238		0.136		0.387		0.042	0.061	0.073	0.069		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704095		0.704031		0.704542		0.705661		0.705232		0.705074		0.710693	0.710648	0.710403	0.710407		
2σ	0.000013		0.000012		0.000014		0.000014		0.000014		0.000014		0.000013	0.000014	0.000014	0.000014		
SrI	0.704047		0.703989		0.704517		0.705606		0.705200		0.704985		0.710683	0.710634	0.710386	0.710391		
εSr	-6.16		-6.98		0.51		16.0		10.2		7.15		88.0	87.3	83.8	83.9		
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1512		0.1512		0.1460		0.1417		0.1496		0.1364		0.1471	0.1451	0.1359	0.1423		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512799		0.512838		0.512762		0.512615		0.512663		0.512700		0.512202	0.512282	0.512228	0.512279		
2σ	0.000014		0.000013		0.000032		0.000057		0.000014		0.000020		0.000066	0.000014	0.000046	0.000014		
NdI	0.512783		0.512822		0.512746		0.512599		0.512647		0.512686		0.512186	0.512267	0.512214	0.512264		
εNd	3.23		4.00		2.52		-0.34		0.59		1.33		-8.41	-6.83	-7.87	-6.89		

Initial Sr isotope ratios (SrI) and initial Nd isotope ratios (NdI) were calculated assuming ages of 16.3 Ma for Hinata volcanic rocks. *Data for Miyashita (2015MS).

Table 5. continued

locality	Utsunomiya																	
Sample No.	Myo-type					Kz-type											Dacite	
	Andesite					Basalt	Andesite											
	M-01	M-02	M-03	M-04	M-05	K-13	K-01	K-02	K-03	K-04	K-07	K-08	K-10	K-11	K-12	K-05	K-06	K-09
Rare earth elements analyzed by LA-ICP-MS																		
La	8.9	8.2	10	11	13	8.7	8.8	9.2	8.9	18	14	8.1	16	14	9.3	23	20	21
Ce	19	19	24	24	26	22	23	24	23	43	35	20	37	33	24	52	45	48
Pr	2.2	2.3	3.0	3.1	3.0	2.8	3.6	3.7	3.6	5.6	5.0	2.9	4.8	4.8	3.1	7.2	6.3	6.3
Nd	9.6	11	15	15	12	15	17	18	17	24	23	13	21	22	18	30	27	25
Sm	2.1	2.5	3.5	3.7	2.4	3.6	5.5	5.7	5.4	6.6	6.8	4.3	5.6	6.8	4.4	8.0	7.6	6.6
Eu	0.8	0.9	1.3	1.4	0.8	1.5	1.7	1.7	1.7	1.8	2.0	1.4	1.6	1.9	1.7	1.9	1.8	1.7
Gd	3.0	3.6	5.0	5.3	2.8	5.4	7.3	7.4	7.0	8.1	7.8	5.4	7.1	8.7	7.1	8.9	8.7	7.7
Tb	0.5	0.6	0.8	0.9	0.4	0.9	1.3	1.3	1.2	1.5	1.4	1.0	1.2	1.5	1.3	1.6	1.5	1.4
Dy	3.3	3.9	4.8	5.6	2.7	5.8	8.3	8.8	8.0	8.9	8.4	6.0	7.9	9.4	8.1	9.9	9.6	8.4
Ho	0.6	0.7	0.9	1.1	0.5	1.1	1.6	1.7	1.6	1.8	1.7	1.2	1.5	1.9	1.6	1.8	1.9	1.7
Er	2.1	2.5	3.0	3.5	1.7	3.6	5.4	5.6	5.1	5.9	5.3	3.9	5.2	6.1	5.2	6.0	6.3	5.4
Tm	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.6	0.9	0.9	0.8	1.0	0.8	0.6	0.8	0.9	0.8	1.0	1.1	0.8
Yb	2.1	2.5	2.9	3.4	1.8	3.8	5.5	5.5	5.2	5.9	5.6	4.1	5.3	5.9	5.6	6.1	6.6	5.4
Lu	0.4	0.4	0.5	0.6	0.3	0.6	0.9	1.0	0.8	1.0	0.9	0.7	0.9	1.0	0.9	1.0	1.1	0.9
Sr and Nd isotope compositions analyzed by TIMS																		
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.283	0.409	0.202	0.258	0.294	0.114		0.420				0.156	0.405	0.219	1.849			1.198
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.709164	0.708685	0.707892	0.708649	0.709922	0.704925	0.704783					0.705193	0.705319	0.704732	0.705818			0.705943
2 σ	0.000014	0.000014	0.000013	0.000009	0.000014	0.000013	0.000014					0.000013	0.000013	0.000013	0.000013			0.000013
SrI	0.709102	0.708595	0.707848	0.708592	0.709857	0.704900	0.704691					0.705158	0.705230	0.704684	0.705411			0.705679
ϵSr	65.6	58.4	47.8	58.3	76.3	5.94	2.97					9.61	10.6	2.87	13.2			17.0
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1323	0.1374	0.1411	0.1492	0.1209	0.1451	0.1921					0.2000	0.1869	0.1462	0.1613			0.1596
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512483	0.512515	0.512682	0.512646	0.512283	0.512863	0.512874					0.512748	0.512806	0.512862	0.512654			0.512660
2 σ	0.000044	0.000014	0.000013	0.000010	0.000014	0.000013	0.000011					0.000013	0.000013	0.000014	0.000014			0.000010
NdI	0.512470	0.512501	0.512668	0.512631	0.512271	0.512848	0.512855					0.512728	0.512787	0.512847	0.512637			0.512644
ϵNd	-2.90	-2.29	0.98	0.25	-6.78	4.49	4.62					2.14	3.30	4.47	0.38			0.50

SrI and NdI were calculated assuming ages of 15.5 Ma for Myogazawa and Kazamiyamada volcanic rocks.

Table 5. continued

locality	Motegi					
	Mtg-type					
Sample No.	Basalt		Andesite			
	Mtg-02	Mtg-06	Mtg-01	Mtg-03	Mtg-04	Mtg-05
Rare earth elements analyzed by LA-ICP-MS						
La	8.2	6.1	10	16	16	13
Ce	20	15	24	36	35	28
Pr	2.4	1.9	2.9	4.3	4.1	3.3
Nd	12	10	14	19	19	15
Sm	2.8	2.3	3.0	3.9	3.8	3.2
Eu	1.2	1.1	1.1	1.4	1.4	1.1
Gd	3.8	3.4	3.8	4.6	4.7	4.0
Tb	0.6	0.6	0.6	0.7	0.8	0.7
Dy	4.1	3.6	4.1	4.9	4.6	4.3
Ho	0.8	0.7	0.8	0.9	0.9	0.8
Er	2.5	2.1	2.5	2.8	2.6	2.5
Tm	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	2.6	2.1	2.4	3.0	2.7	2.7
Lu	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5
Sr and Nd isotope compositions analyzed by TIMS						
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.091	0.106	0.233	0.302	0.247	0.303
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.705670	0.706192	0.707697	0.707382	0.707326	0.707040
2σ	0.000009	0.000014	0.000014	0.000011	0.000014	0.000010
SrI	0.705648	0.706167	0.707641	0.707310	0.707266	0.706967
ϵSr	16.58	23.94	44.87	40.16	39.55	35.30
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1377	0.1337	0.1334	0.1268	0.1222	0.1316
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512571	0.512689	0.512367	0.512415	0.512519	0.512454
2σ	0.000014	0.000014	0.000014	0.000014	0.000017	0.000014
NdI	0.512556	0.512675	0.512352	0.512401	0.512505	0.512439
ϵNd	-1.18	1.14	-5.15	-4.20	-2.17	-3.45

SrI and NdI were calculated assuming ages of 16.9 Ma for Motokozawa, Yamanouchi, and Motegi volcanic rocks.

Table 6. Mineral/melt distribution coefficients for basaltic to andesitic magma

	Pl	Ol	Opx	Cpx	Mt	Reference
Rb	0.071	0.0098	0.022	0.031	0.01	(1), (2)
Sr	1.830	0.0140	0.040	0.060	0.010	(1), (2)
Nb	0.010	0.010	0.15	0.005	0.40	(1)
Zr	0.048	0.012	0.18	0.100	0.10	(1)
La	0.190	0.0067	0.031	0.056	2.3	(3), (4)
Ce	0.120	0.0069	0.02	0.15	2.2	(4), (5)
Nd	0.081	0.0066	0.03	0.31	2.0	(4), (5)
Eu	0.340	0.0068	0.05	0.51	1.1	(4), (5)
Yb	0.067	0.0140	0.34	0.62	1.4	(4), (5)

Pl, plagioclase; Ol, olivine; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Mt, Magnetite.

Bulk D, Bulk distribution coefficient.

References: (1) Rollinson (1993), (2) Gill (1981), (3) Fujimaki *et al.* (1984),

(4) Schock (1979), (5) Arth (1976).

Table 7. Fractional phase for AFC calculations of basaltic and andesitic magmas

Locality, rock type	Pl	Ol	Opx	Cpx	Opq
Kanuma , <i>Hn-type basalt (Pl-poor)</i>	32	35	0	31	2
Utsunomiya , <i>Kz-type basalt to andesite</i>	91	0	3	4	2
Motegi , <i>Mtg-type basalt to andesite</i>	87	1	3	8	1

Pl, plagioclase; Ol, olivine; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Opq, opaque mineral.

Data source of modal compositions are from Table 1.

Table 8. Bulk distribution coefficients for AFC calculations of basaltic and andesitic magmas

Locality, rock type	Rb	Sr	Nb	Zr	La	Ce	Nd	Eu	Yb
Kanuma , <i>Hn-type basalt (Pl-poor)</i>	0.036	0.60	0.017	0.052	0.13	0.13	0.17	0.29	0.25
Utsunomiya , <i>Kz-type basalt to andesite</i>	0.067	1.7	0.022	0.055	0.22	0.16	0.13	0.35	0.12
Motegi , <i>Mtg-type basalt to andesite</i>	0.065	1.6	0.018	0.057	0.19	0.14	0.12	0.35	0.13

Data source of mineral/melt distribution coefficients are from Table 7.

Table 9. Major and trace element compositions of the granitic basement rocks from Utsunomiya area

Sample No.	Northern-type					Southern-type			
	01002	31901a	31901b	31902	31904	80904	31903	31905	31906
Major and trace elements analyzed by XRF									
SiO ₂ (wt%)	74.73	68.74	67.90	68.91	70.40	73.96	74.48	74.40	73.48
TiO ₂	0.11	0.43	0.39	0.38	0.34	0.22	0.13	0.12	0.22
Al ₂ O ₃	13.03	15.01	14.87	15.82	14.70	13.84	13.86	13.17	13.52
T-Fe ₂ O ₃ [†]	1.72	4.19	3.91	3.66	3.65	2.78	2.01	2.18	2.88
MnO	0.05	0.06	0.07	0.08	0.05	0.05	0.04	0.05	0.07
MgO	0.34	0.83	0.76	0.60	0.83	0.53	0.36	0.69	0.50
CaO	0.56	3.11	3.19	3.09	1.73	1.52	0.66	0.43	1.31
Na ₂ O	2.84	3.43	3.24	3.03	3.26	3.49	3.10	2.71	3.30
K ₂ O	5.36	2.75	3.21	3.35	4.18	4.47	5.25	5.20	4.59
P ₂ O ₅	0.02	0.10	0.09	0.08	0.08	0.05	0.03	0.02	0.05
Total	98.76	98.65	97.63	99.00	99.22	100.91	99.92	98.97	99.92
Ba (ppm)	490	1256	1367	1417	805	374	415	381	466
Co	2	6	5	5	5	4	2	1	3
Cr	n.d.	5	4	2	1	1	n.d.	n.d.	4
Cu	6	33	10	16	9	10	12	101	19
Ga	17	18	17	18	18	16	17	16	16
Nb	10	9	8	8	9	10	10	11	9
Ni	4	2	n.d.	1	2	5	3	4	6
Pb	21	13	14	20	15	21	25	36	23
Rb	208	76	100	85	163	210	205	209	208
Sr	54	267	261	285	164	115	56	44	110
Th	24	11	11	9	17	24	22	24	26
V	8	73	45	8	29	25	12	11	9
Y	36	35	27	22	27	46	38	49	40
Zn	49	162	110	108	137	47	39	80	52
Zr	122	324	327	313	208	147	128	122	144

[†]Total iron as Fe₂O₃. n.d., not detected. Data for Nishikawa *et al.* (2015).

Table 10. Rare earth element and Sr–Nd isotope compositions of the granitic basement rocks from Utsunomiya area

Sample No.	Northern-type	Southern-type
	01002	80904
Rare earth elements analyzed by LA-ICP-MS		
La	14	50
Ce	27	70
Pr	3.1	11
Nd	13	41
Sm	3.6	9.1
Eu	0.4	1.0
Gd	3.6	7.5
Tb	0.9	1.5
Dy	4.9	7.9
Ho	1.0	1.4
Er	3.2	4.7
Tm	0.6	0.7
Yb	4.0	5.7
Lu	0.6	0.8
Sr and Nd isotope compositions analyzed by TIMS		
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr		5.454*
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0.714257*
2σ		0.000014*
SrI		0.713056*
εSr		121.7*
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd		0.1342*
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		0.512158*
2σ		0.000014*
NdI		0.512144*
εNd		-9.25*

*Data for Nishikawa *et al.* (2015).

Table 11. Geochemical results and ages of Miocene volcanic rocks from southern margin area in Northeast Japan arc

	Kanuma		Utsunomiya		Motegi	<u>Geochemical evidence</u> reference
	Hn-type	HSr-type	Myo-type	Kz-type	Mtg-type	
Addition of slab-fluid derived from Philippine Sea plate	×	×	○	×	○	<u>Sr-Nd isotopic composition</u> <u>Th/Yb ratio</u>
Basaltic magma affected by AFC process	○	×	○	○	○	<u>AFC model calculation</u>
Whole rock K-Ar age (Ma)	17.3–15.3		15.3	16.6–14.8	18.4–15.7	Yoshikawa <i>et al.</i> (2001), Yoshikawa (1998), Seno <i>et al.</i> (1987), Takahashi and Hoshi (1995), Ishizuka and Hoshi (1997)
Paleomagnetic stratigraphy	↑ Upper				Reverse polarity	Takahashi and Yoshikawa (2008)
	↓ Lower	Normal polarity	Normal polarity	Reverse polarity	Normal polarity	

Transition of magmatic activity reflecting the opening event of Japan Sea, in the
northern margin area of central Japan

Ryuichi SHIMIZU

Abstract

Early to middle Miocene basalt to dacite are distributed in Kanuma, Utsunomiya and Motegi areas, northern margin of central Japan. These volcanic rocks are divided into five groups: Hinata basalt to andesite (Hn-type) and high Sr isotopic basalt (HSr-type) in the Kanuma area, Myogazawa andesite (Myo-type) and Kazamiyamada basalt to dacite (Kz-type) in the Utsunomiya area, Motegi basalt to andesite (Mtg-type) in the Motegi area based on their petrological, geological, and Sr–Nd isotopic characteristics. K–Ar whole rock ages of these volcanic rocks are reported as corresponds to the epoch of the opening event of Japan Sea. These volcanic rocks belong to the tholeiitic rock series. The Hn-type and the Kz-type show Sr–Nd isotopic ratios close to the undepleted (Lithospheric) mantle. From this, it can be considered that the Hn-type and the Kz-type volcanic rocks were originated from the undepleted mantle. However, the Sr–Nd isotopic ratios from these rocks show negative correlation indicating, that the genesis of the Hn-type and the Kz-type cannot be attributed to simple fractional crystallization of primary basaltic magma, but to an assimilation and fractional crystallization (AFC) process. An AFC model using the basement rocks as the assimilant can successfully reproduce the isotopic and chemical variations of their volcanic rocks.

The Myo-type volcanic rocks show have a very high initial Sr isotope ratios (SrI) and

low initial Nd isotope ratios (NdI). Therefore it is difficult to form the Myo-type volcanic rocks by the assimilation of the basement rocks. The Myo-type volcanic rocks are plotted on mixing line between Depleted MORB Mantle (DMM) and subducted sediment beneath the northeast Japan arc in Th/Yb versus NdI and Th/Yb versus SrI diagrams. In addition, the Myo-type volcanic rocks have the Sr–Nd isotopic compositions close to the Quaternary volcanic rocks in central Japan, which have affected by slab–fluid derived from Philippine Sea plate. Furthermore, it is showed that the Philippine Sea plate was subducting beneath the northern margin of central Japan before the opening of Japan Sea, based on the paleogeographic reconstruction model of Japan arcs. In conclusion, the Myo-type were produced by partial melting of the mantle strongly added to the slab–fluid.

The Mtg-type volcanic rocks have the Sr–Nd isotopic compositions between the undepleted mantle and the basement rocks suggesting that the assimilation with the basement rocks. In addition, the trace elements (Nd, Nb and Rb) and the Sr–Nd isotopic compositional variations of the Mtg-type are showed that successfully reproduced by contribution of the basement sedimentary rocks as the assimilant, based on AFC model.

The HSr-type volcanic rocks show have an extremely high SrI and low NdI. Therefore, the HSr-type cannot be produced by mantle-derived magmas assimilation with the basement rocks, or partial melting of mantle added to the slab–fluid. This remaining issue will have to be investigated in future.