

愛知県北東部の領家花崗岩類に対する節理解析

星 博 幸*, 服 部 真由子**

(*地球環境科学領域 **物理宇宙科学領域)

Joint analysis for the Cretaceous Ryoike Granitoids
in northeastern Aichi Prefecture, central Japan

Hiroyuki HOSHI*, Mayuko HATTORI**

*Department of Environmental Earth Sciences

**Department of Physics and Astronomy

Abstract

We report here results of a joint analysis for the Cretaceous Inagawa Granite in northeastern Aichi Prefecture, central Japan. The analysis has been performed as a course of our long-range plan to clarify a genetic link between early formed joints and late-stage faults in granitic rocks, and also in order to understand the joint geometry. The Inagawa Granite is a constituent of the Ryoike Granitoids and can be divided into at least four intrusive units; in this study we call the earliest unit the Obara Granite and the rest the Inagawa Granite (II-IV). Measurement and observation were done at 10 localities. The number of joints observed is 273. Three orthogonal or nearly orthogonal sets of systematic joint were commonly recognized at individual localities; a vertical to steeply dipping set striking NW to NNW, a vertical to steeply dipping NE to ENE-striking set, and a gently dipping set for which the strikes are variable. The gently dipping joint set in the Inagawa Granite (II-IV) probably occurred simultaneously with all the systematic sets in the Obara Granite. Following, vertical or steeply dipping sets may have occurred in the Inagawa Granite (II-IV). These ideas are based largely on the notion that older joint surfaces act as barriers to younger joint propagation, as well as on information about the spacing and spatial continuity of joints. Most likely, all the joints were formed in the Cenozoic. Finally, we suggest that in northeastern Aichi Prefecture, pre-existing systematic joints have played an important role in the generation of active faults in an E-W-trending contractile stress field.

1. はじめに

花崗岩分布域に発達する節理 (joint) と断層 (fault) との間には, 成因的関連が指摘されている (例えば Martel, 1990; Fabbri *et al.*, 1997)。最近, Fabbri *et al.* (1997) は鹿児島県大隈半島に分布する大隅花崗閃緑岩について節理および断層解析をおこない, 大隅岩体に顕著にみられる NE-SW 系の断層は, もともと存在した同方向の節理系が応力場の変化によっても断層に転化したものであると結論した。日本列島には数多くの活断層が発達するが, 断層の発生と進化を考えるうえで, 節理に対する理解が重要であると考えられる。

筆者らは, 中部日本に発達する活断層と節理との成因的関連を明らかにする目的で, 愛知県下の先第四系に対し節理解析をおこなっている。本論文では, 愛知県北東部の領家花崗岩類について実施した節理解析の結果を報告する。

2. 地質概説

調査地域は愛知県北東部の矢作川中流域で (図 2), 領家花崗岩類の分布域にあたる。領家花崗岩類は古期領家花崗岩類と新期領家花崗岩類とに区分されるが (原山ほか, 1985), 図 2 に示すように本地域には新期花崗岩類に属する伊奈川花崗岩が広く露出する (仲井, 1970; 領家研究グループ, 1972)。伊奈川花崗岩は Nakai (1976) によって, 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (タイプ I: 領家研究グループ, 1972, の「小原花崗岩」に相当), 斑状角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (タイプ II), 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (タイプ III), および粗粒黒雲母アダムロ岩 (タイプ IV) の 4 岩型に区分されている。野外における観察から, これらの岩型の形成順序は I → II → III → IV と考えられている (Nakai, 1976)。図 2 では, 領家研究グループ (1972) にならってタイプ I を小原花崗岩, タイプ II, III, IV を伊奈川花崗岩 (II~IV) として表記してある。以後,

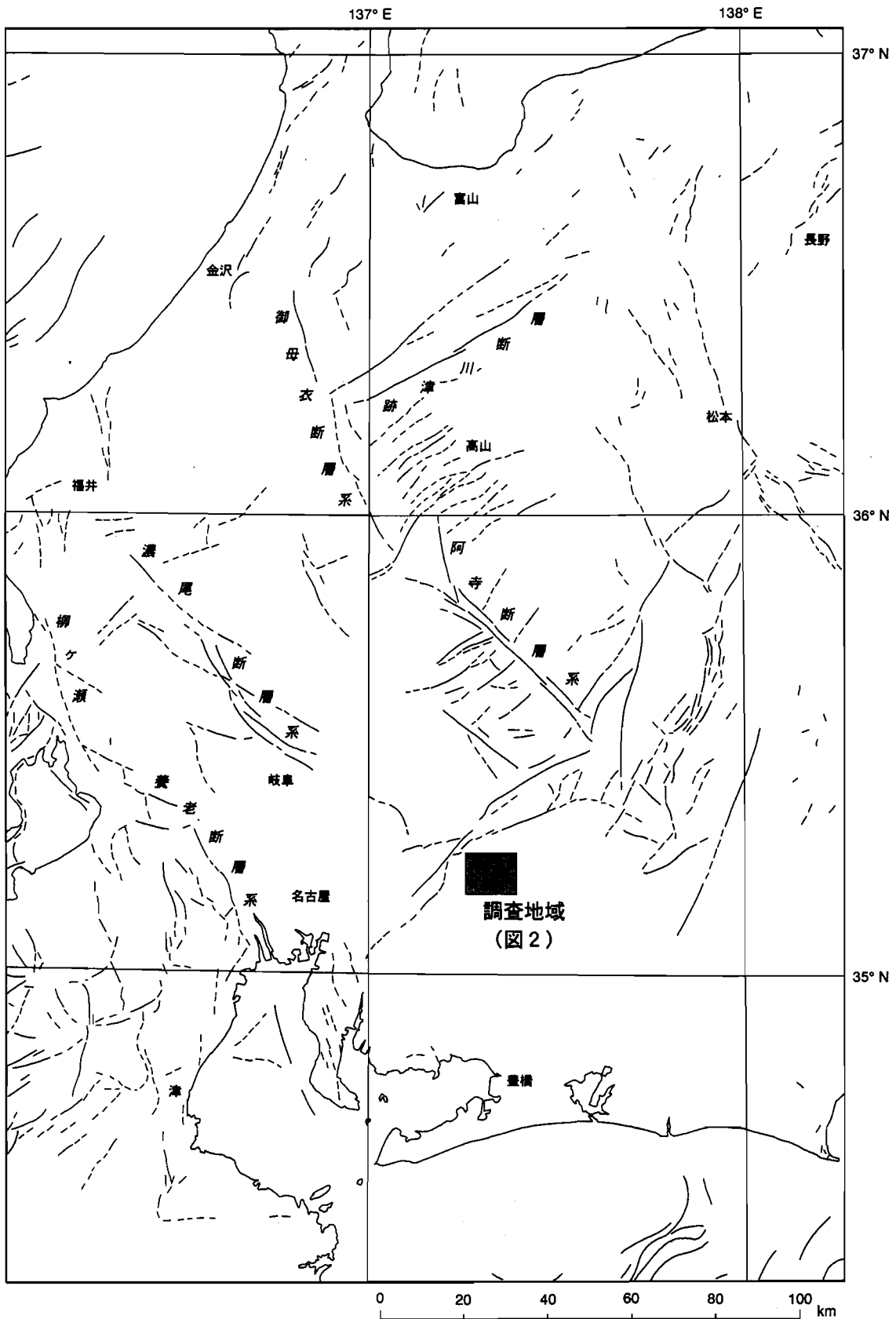


図1 調査地域の位置。活断層研究会 (1992) をもとに作成。

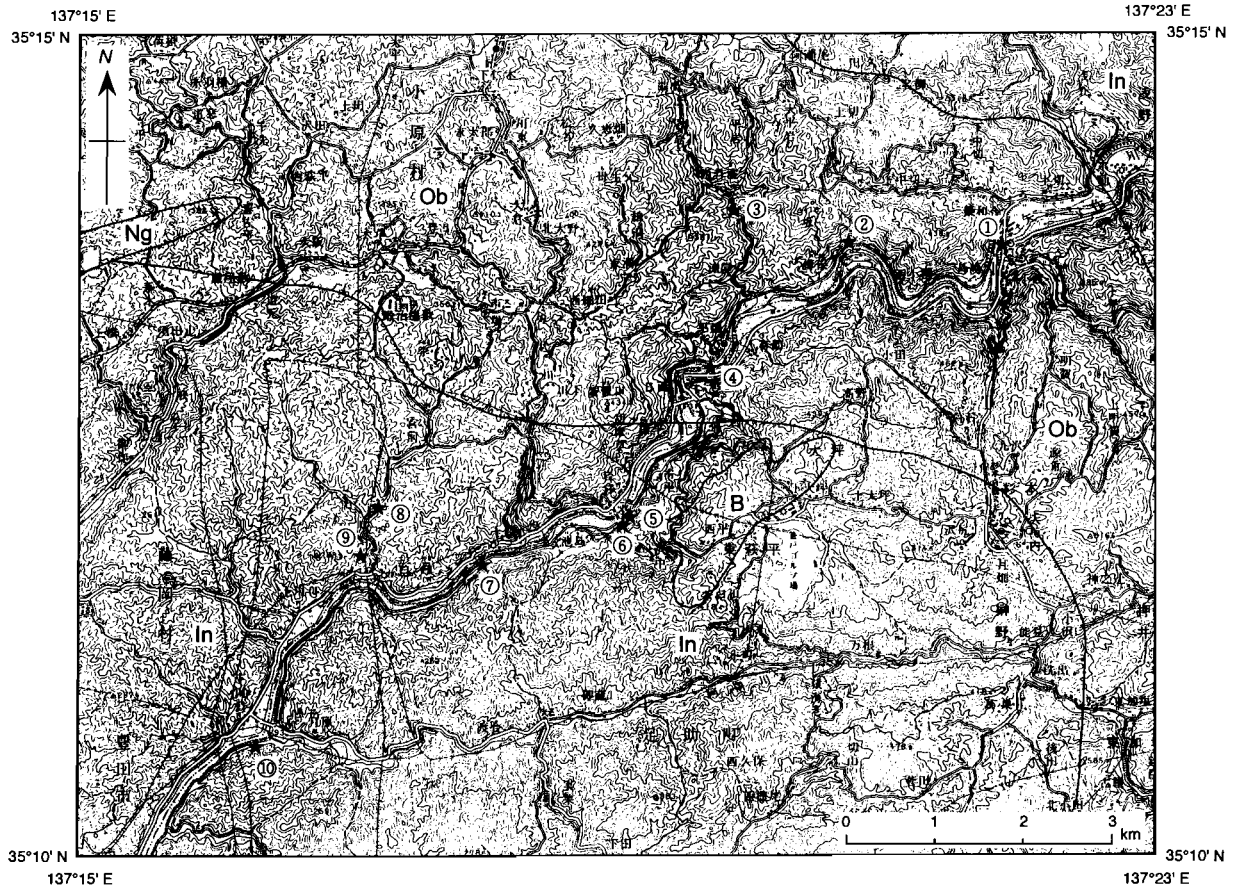


図2 調査地域の地形と地質。節理の測定地点(サイト)を★印で示す。地質分布は領家研究グループ(1972)による。Ng: 苗木-上松花崗岩。In: 伊奈川花崗岩(II~IV)。Ob: 小原花崗岩。B: 塩基性岩。国土地理院発行5万分の1地形図「明智」を使用。

本文中でも特に断りのない限り、「伊奈川花崗岩」はタイプI~IVのすべての総称、「小原花崗岩」はタイプIのみ、「伊奈川花崗岩(II~IV)」はタイプII~IVの総称という意味で用いる。

伊奈川花崗岩については、64~53 MaのK-Ar黒雲母年代(河野・植田, 1966; 柴田ほか, 1962), 約73 MaのRb-Sr黒雲母年代(早瀬・石坂, 1967), 約77 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代(Kagami, 1973)が報告されている。最近, Suzuki and Adachi (1998)はタイプIVの粗粒黒雲母アダメロ岩について、81.9~82.6 MaのCHIME年代を報告した。なお、調査地域には伊奈川花崗岩のほかに、塩基性岩の小岩体も認められる(仲井, 1970; 領家研究グループ, 1972)。

3. 節理解析

節理の観察と測定は、河川沿い、道沿いの切り割り、採石場などにおいて、露頭単位でおこなった。測定に際しては、まず露頭全体を見渡して、何系統の節理が発達するかを確認した。その後、節理の走向・傾斜と節理間隔(spacing)を測定し、節理面の空間的連続性

は良いか悪いか、面は開口性か閉口性か、面上に羽毛状構造などの特徴的な構造は認められるかどうかといった節理面に関する情報を記載した。

測定地点(サイト)を図2に示す。サイト1~4は小原花崗岩、5~10は伊奈川花崗岩(II~IV)の分布域に位置する。測定した節理の総数は273である。各サイトにおける節理の方向を図3に、各系統の特徴を表1に示す。なお、表1における節理面の連続性は、別系統の節理を切りつつ露頭全体に追跡できる規模のものを「良好」、異なった系統の節理の間だけに認められる、またはせいぜい数mしか追跡できない規模のものを「不良」と表記した。

多くの地点で3系統の節理が確認された。この場合、2つの系統は高角の節理面をもち、残りの1系統はほぼ水平に近い節理面であることが多い(サイト2, 3, 6, 7, 8, 9)。サイト1でも3系統の節理が認められたが、ここでは1つ(NW-SE系)が垂直にちかく、残りの2つが平均傾斜30-40°を示す。このほか、2系統の節理しか確認できない地点(サイト4)、4系統の節理を確認できる地点(サイト5, 10)もあった。

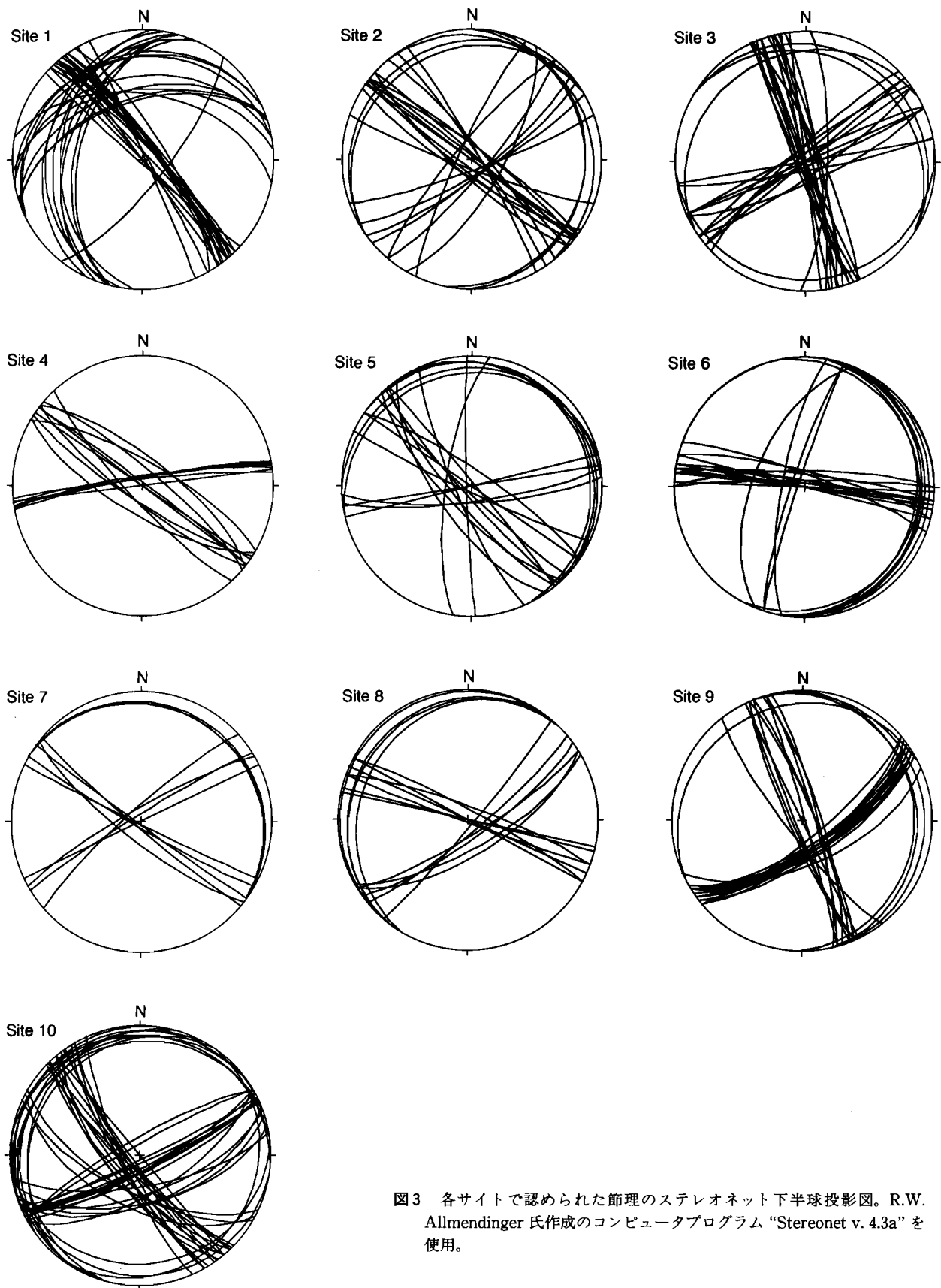


図3 各サイトで認められた節理のステレオネット下半球投影図。R.W. Allmendinger 氏作成のコンピュータプログラム“Stereonet v. 4.3a”を使用。

表1 各サイトで確認された節理系統とその特徴

サイト	緯度・経度	系統	節理間隔 (cm)	節理面	
				開口・閉口	連続性
1	35° 13' 43.8" N 137° 21' 51.3" E	NW-SE	98	開口	良好
		NNE-SSW	87	開口	不良
		E-W	21	開口	不良
2	35° 13' 43.0" N 137° 20' 42.6" E	NW-SE	47	開口	良好
		NE-SW	38	両方	良好
		水平	31	両方	不良
3	35° 13' 55.9" N 137° 19' 50.3" E	NNW-SSE	54	開口	良好
		ENE-WSW	74	両方	
		水平	34	両方	不良
4	35° 12' 58.8" N 137° 19' 43.1" E	NW-SE	48	両方	良好
		E-W	94	閉口	良好
5	35° 12' 3.6" N 137° 19' 4.4" E	NW-SE	25	開口	良好
		N-S		閉口	
		E-W	90	開口	良好
6	35° 12' 2.0" N 137° 19' 1.5" E	水平	33	閉口	不良
		NNE-SSW	200	閉口	不良
		E-W	96	開口	良好
7	35° 11' 47.0" N 137° 17' 57.1" E	水平	27	閉口	不良
		NW-SE	37	開口	不良
		NE-SW	34	開口	良好
8	35° 12' 8.9" N 137° 17' 11.6" E	水平	49	閉口	良好
		WNW-ESE	59	開口	不良
		NE-SW	58	閉口	
9	35° 11' 52.3" N 137° 17' 6.8" E	水平	20	閉口	良好
		NNW-SSE	59	開口	良好
		NE-SW	69	閉口	良好
10	35° 10' 40.9" N 137° 16' 15.5" E	水平		閉口	不良
		NW-SE	68	閉口	
		ENE-WSW	50	閉口	不良
		水平	34	閉口	不良

3.1. 系統的節理

(1) 小原花崗岩

小原花崗岩の4サイトから得られた節理の方向を図4のAにまとめて示す。小原花崗岩には NW-SE ~ NNW-SSE 系, NE-SW ~ ENE-WSW 系, および水平系という3つの系統が認められる。これらのうち, もっとも顕著なのは NW-SE 系である。各系統の特徴を表1を参考にしてみると, 次のようになる。

NW-SE ~ NNW-SSE 系: 節理面は高角で, 開口性の節理が多い。面の連続性はよい。節理間隔の平均値は56cm (計測数42) である。

NE-SW ~ ENE-WSW 系: 節理面は高角で, 開口性と閉口性の比率は同程度である。面の連続性はよい。節理間隔の平均値は61cm (計測数18) である。

水平系: 節理面はわずかに北に傾斜するものが多い。開口性と閉口性の比率は同程度である。面の連続性は悪い。節理間隔の平均値は32cm (計測数10) であ

る。

(2) 伊奈川花崗岩 (II ~ IV)

伊奈川花崗岩 (II ~ IV) の6サイトから得られた節理の方向を図4のBにまとめて示す。小原花崗岩と同様に3つの節理系統 (NW-SE ~ NNW-SSE 系, NE-SW 系, 水平系) が明瞭に認められる。このほか, WNW-ESE 系も発達するようにみえるが, これはサイト6に特徴的に認められるもので, 他のサイトには認められない。3系統の特徴をまとめると, 次のようになる。

NW-SE ~ NNW-SSE 系: 節理面は高角だが, コンターダイアグラム (図4のB2) を見ると全体的に西に傾いているようである。開口性の節理が多く, 連続性は良好のものと同不良のものが同比率である。節理間隔の平均値は57cm (計測数28) である。

NE-SW 系: 節理面は高角だが, ほとんどのものは南西に傾斜しているようである。閉口性が多く, 連続性は良好のものと不良のものが同比率である。節

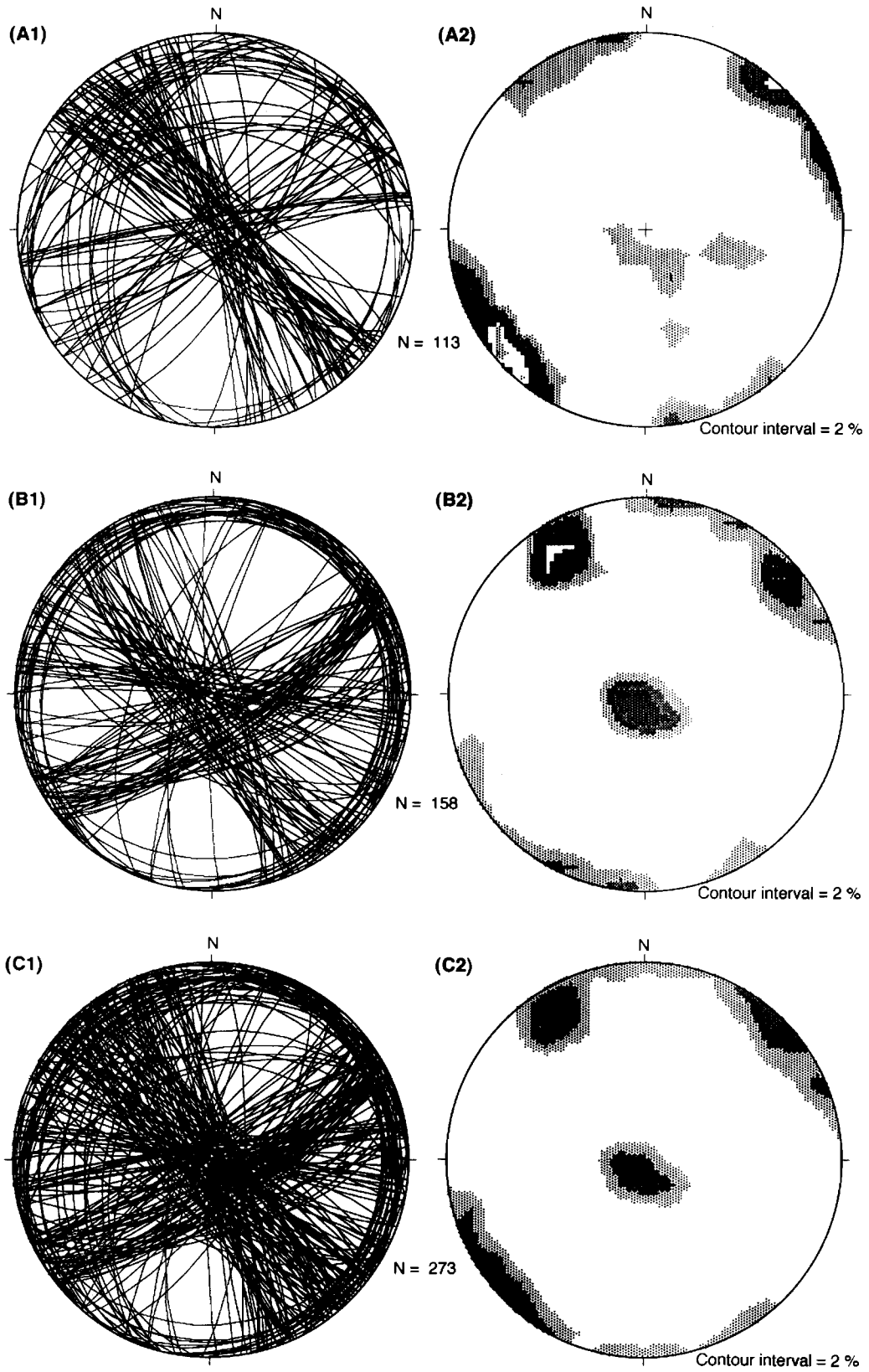


図4 小原花崗岩に発達する節理のステレオネット下半球投影図(A1)と1%コンターダイアグラム(A2), 伊奈川花崗岩(II~IV)に発達する節理のステレオネット投影図(B1)と1%コンターダイアグラム(B2), および全測定地点の節理のステレオネット投影図(C1)と1%コンターダイアグラム(C2)。

時間隔の平均値は57cm (計測数32) である。

水平系： 小原花崗岩の水平系と同様に、節理面がわずかに北に傾斜するものが多いようである。面はほとんどすべて閉口性であり、空間連続性も悪い。節理間隔の平均値は32cm (計測数27) で、小原花崗岩の水平系と同値である。

3. 2. 系統相互の切断関係

節理は断層とは異なり節理面に沿う変位がないか、あったにせよごく僅かであるため、複数系統の節理の前後関係を認識することには困難をとまなう。しかし一般的には、断層とは反対に、新しく形成された節理は既存の節理にぶつかったところで止まっていることが多い (Pollard and Aydin, 1988; 垣見・加藤, 1994)。つまり、「交差切りの関係 (cross-cutting relationship)」を応用して系統相互の切断関係を調べることで、系統的節理の形成順序を明らかにできる可能性がある。このような背景のもと、いくつかの地点で切断関係を調べてみた。

(1) 小原花崗岩

サイト2： NW—SE系と水平系は「切りつ切られつ」の関係にある。水平系がNE—SW系を切り、同様にNW—SE系もNE—SW系を切る。上記の論理に基づくと、形成順序はNW—SE系と水平系は同時期で、その後にNE—SW系が生じたことになる。

サイト3： NNW—SSE系とENE—WSW系は「切りつ切られつ」である。NNW—SSE系が水平系を切り、同様にENE—WSW系も水平系を切る。したがって、NNW—SSE系とENE—WSW系は同時期に生じたことになり、交差切りの関係を応用すると、その後に水平系が生じたことになる。

サイト4： この地点では2つの系統的節理 (NW—SE系とE—W系) が認められたが、両者は「切りつ切られつ」の関係にある。つまり、両者とも同時期に生じたことになる。

(2) 伊奈川花崗岩 (II~IV)

サイト5： 水平系がNW—SE系、N—S系、E—W系といった高角の節理面をもつすべての系統を切る。したがって、交差切りの関係を応用すると、水平系が高角節理に先立って生じたことになる。

サイト6： この地点ではNNE—SSW、E—W、水平という3つの系統的節理が認められたが、E—W系がNNE—SSW系を切り、さらに水平系がE—W系とNNE—SSW系の両者を切る。交差切りの関係を応用すると、水平系のつぎにE—W系が生じ、さらにその後にNNE—SSW系が生じたことになる。

サイト7： この地点ではNW—SE、NE—SW、水平という3系統が認められたが、NE—SW系がNW—SE系を切り、さらに水平系がNE—SWとNW—SEの両系統を切る。したがって、交差切りの関係を応用すると、まず水平系が生じ、その後に順次NE—

SW系、NW—SE系が生じたことになる。

サイト8： 水平系がWNW—ESEやNE—SWといった高角の系統を切る。交差切りの関係を応用すると、水平系が最も古いことになる。

サイト9： 水平系がNW—SEやENE—WSWといった高角の系統を切る。したがって、交差切りの関係を応用すると、水平系が最も古いことになる。

4. 考 察

4. 1. 節理の形成順序と形成時期

前述のように、交差切りの関係を応用することで、観察された複数系統の節理の形成順序を解明できる可能性がある。この論理は、より新期の節理はより古期の節理にぶつかったところで止まっていることが多いという経験的な観察事実に基づいている。もちろん例外もあり、2系統の節理が+型やX型に交差している場合もあるため (Pollard and Aydin, 1988)、この論理のみに基づいて安易に形成順序を復元することは危険であろう。系統的節理の方向だけで議論するのではなく、節理面の性質 (開離しているか密着しているか、連続性は良いか悪いか、平滑か凹凸に富むか、特徴的な構造が認められるかどうか、など) に関する情報も考慮して、総合的に判断する必要がある。

伊奈川花崗岩 (II~IV) における系統的節理の相互の切断関係に注目してみよう。5地点 (サイト5, 6, 7, 8, 9) で交差切りの関係を応用することによって複数系統の切断関係を検討したが、すべての地点において、水平系統が高角の系統を切っていた。このことは、伊奈川花崗岩 (II~IV) では水平系統の節理がもっとも早期に生じたことを示唆している。観察をおこなった6地点すべてにおいて水平系統の節理は閉口型であり、2地点を除いて連続性に乏しい。つまり、ほぼ水平な系統的節理は、伊奈川花崗岩 (II~IV) のどの地点においても節理面の性質が類似していると判断され、ほぼ同時期に同一のメカニズムで形成されたことを示唆する。したがって、伊奈川花崗岩 (II~IV) に発達するほぼ水平な系統的節理は、他の高角な節理系統に先立って、ほぼ同時期に同一のメカニズムで生じたものと考えられる。

つぎに、小原花崗岩にみられる系統的節理の切断関係を検討してみる。3地点 (サイト2, 3, 4) で複数系統の切断関係を観察したが、伊奈川花崗岩 (II~IV) でみられたような系統的な切断順序は得られなかった。サイト2と3に注目すると、サイト2では水平系とNW—SE系が同時期に形成された後にNE—SW系が生じたことになるが、サイト3ではNNW—SSE系とENE—WSW系が同時期に生じた後に水平系が形成されたことになる。すなわち、地点間で共通した形成順序を確立することができない。これは見方を変えれば、調査範囲全体という規模でとらえた場合

はすべての系統が「切りつ切れつ」の関係にあることになり、すべての系統がほぼ同時期に形成されたことを示しているのではなからうか。

小原花崗岩と伊奈川花崗岩 (II~IV) の両者にみられる水平系の節理は、節理面の性質が類似している。どちらの花崗岩においても閉口性に対する開口性の比率は同程度かそれ以上で、面の空間連続性は不良であり、しかも節理間隔の平均値が両花崗岩とも32cmと同じである。このことは、小原花崗岩と伊奈川花崗岩 (II~IV) にみられる水平系の節理はほぼ同時期に同一の様式で生じたことを暗示する。

以上の考察をまとめると、伊奈川花崗岩 (II~IV) に水平系の節理が生じた際に時期を同じくして小原花崗岩にも水平系の節理を含む節理系が形成され、その後、伊奈川花崗岩 (II~IV) に高角の系統的節理が形成されたと推察される。伊奈川花崗岩 (II~IV) に高角の節理 (NW-SE 系と NE-SW 系) が形成された時には小原花崗岩にもそれと同系統の節理が生じたかもしれないが、基本的には、小原花崗岩の節理系は伊奈川花崗岩 (II~IV) の高角の節理とは形成時期が異なると考えられる。

Nakai (1976) は、小原花崗岩が伊奈川花崗岩 (II~IV) よりも前に形成されたことを指摘している。そうすると、小原花崗岩が固化してから伊奈川花崗岩 (II~IV) が固化するまでの間に、小原花崗岩には顕著な系統的節理が生じなかった、換言すれば脆性破壊が起きなかったことになる。これはおそらく、小原花崗岩が脆性的な破壊を可能とするまで十分に冷えきらないうちに伊奈川花崗岩 (II~IV) が貫入したためであろう。最近の CHIME 年代測定の結果によれば、領家帯東部における領家花崗岩類の形成は約95 Ma から67 Ma の約30 m.y. にわたり、2~10 m.y. 程度のインターバルを挟みながら断続的に深成岩の形成が起きたことを示している (Suzuki and Adachi, 1998)。一方、領家帯東部の領家花崗岩類に対する K-Ar 黒雲母年代は70~60 Ma 前後に集中する (原山ほか, 1985)。このことは領家帯東部が冷却過程において70~60 Ma 前後に黒雲母の Ar 閉鎖温度 (冷却速度 5°C/m.y. で $373 \pm 21^\circ\text{C}$: Berger and York, 1981) を通過したことを意味する。脆性領域から延性 (流動) 変形が卓越する領域に移り変わる温度は300°C前後なので、伊奈川花崗岩 (II~IV) が形成された当時、歪は延性変形によってまかなわれたはずであり、小原花崗岩が固化してから伊奈川花崗岩 (II~IV) が固化するまでの間に、脆性破壊の産物である節理が生じないことは容易に理解できる。さらに議論を推し進めれば、伊奈川花崗岩に節理が形成され始めたのは伊奈川花崗岩の K-Ar 黒雲母年代 (64~53 Ma: 河野・植田, 1966; 柴田ほか, 1962) よりも後の時代、すなわち新生代になってからと考えられる。

4.2. 活断層との関連

断層の発生方向は、基本的にはその場所における主応力軸の配置によって決定されるが、地殻が物質的または構造的に不均質である場合には、既存の地質学的弱面を利用して断層が生じることがある。既存の弱面には系統的節理も含まれるはずである。図4のCに示されるように、本研究の調査地域には大きく3つの系統的節理 (NW-SE 系, ENE-WSW 系, 水平系) が発達する。このうち ENE-WSW 系は、本調査地域とその周辺に推定または確認されている活断層の卓越方向 (ENE-WSW: 森山, 1987; 活断層研究会, 1991) と走向が一致する。活断層の発生と方向づけにおいて、今回認められた節理系が重要な役割を果たしている可能性がある。この可能性を検証するためには節理系の形成時期を解明する必要があるが、実際には花崗岩の節理系の形成時期を詳しく (具体的には「世」以下のカテゴリで) 決定することは困難を極めるため、今回は可能性を指摘するにとどめる。今後は調査範囲を広げて、形成時代の異なる深成岩類やそれを覆う堆積岩類について節理解析をおこない、節理の時空的な分布様式を解明することが重要であろう。

注目すべきことに、今回明らかになった矢作川中流域における系統的節理の方向は、中部日本にみられる数多くの活断層の卓越方向 (図1) と調和しているようにみえる。中部日本には活断層が密集し、日本において最も断層密度の高い地域の一つであるが、断層の方向には顕著な規則性が認められる。すなわち、濃尾断層系や阿寺断層系に代表される NW-SE 方向の断層系と、跡津川断層に代表される NE-SW 方向の断層系が卓越する。ほぼ例外なく前者は左横ずれ成分を、後者は右横ずれ成分を持つ。これらの断層系は共役の関係にあり、東西に短縮する地殻変形を起こす。太平洋プレートが日本海溝において東北本州弧の下に約10 cm/年という比較的大きな速さで沈み込むことによりスラブ上面に強いカップリングが生じ、日本列島の地殻にはそれに起因する東西性の圧縮応力場が作用するために、東西短縮の変形が起きると理解されている (活断層研究会, 1991)。このような日本列島規模の断層系と、50 km² 程度の範囲に認められた節理系の方位が調和しているという事実は、非常に興味深い。今後、節理解析をより広範囲に拡大していくことにより、節理系と活断層系との成因的関係について言及できるものと考えている。

5. 結 論

(1) 愛知県北東部の矢作川中流域に露出する伊奈川花崗岩に対し節理解析をおこなった。小原花崗岩には NW-SE~NNW-SSE, NE-SW~ENE-WSW, および水平の3系統からなる節理系が認められ、伊奈川花崗岩 (II~IV) には NW-SE~NNW-SSE, NE-

SW, および水平の3系統からなる節理系が認められた。

(2) 系統相互の切断関係と節理面の性質とをあわせて検討した。その結果、伊奈川花崗岩(II~IV)に水平系の節理が生じたとき、ほぼ時を同じくして小原花崗岩に現在みられる節理系が形成され、その後、伊奈川花崗岩(II~IV)に高角の節理が形成されたと考えられる。

(3) 伊奈川花崗岩に節理が形成され始めたのは新生代になってからと考えられる。

(4) 愛知県北東部にみられる活断層の発生には、既存の節理系が重要な役割を果たした可能性がある。

6. 謝 辞

愛知教育大学の三宅 明助教授には、領家花崗岩類とそれに関連する最近の文献について数々のご教示を頂いた。同大学の森山昭雄教授には、領家花崗岩の節理に関する未公表資料を参考にさせて頂いた。以上の方々に深く感謝いたします。

7. 文 献

Berger, G. W. and York, D., 1981, Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 795-811.

Fabbri, O., Tokushige, H. and Hayamizu, M., 1997, Normal faulting in the Middle Miocene Osumi granodioritic pluton, southern Kyushu, Japan, and its significance. *J. Geol. Soc. Japan*, **103**, 141-151.

原山 智・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫, 1985, 中部地方における白亜紀~古第三紀火成活動の変遷。地球科学, **39**, 345-357。

早瀬一・石坂恭一, 1967, Rb-Sr による地質年令(1), 西南日

本。岩鉱, **58**, 201-212。

Kagami, H., 1973, A Rb-Sr geochronological study of the Ryoke granites in Chubu district, central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **79**, 1-10.

垣見俊弘・加藤碩一, 1994, 地質構造の解析: 理論と実際。愛智出版, 東京, 274p.

活断層研究会, 1991編, 新編日本の活断層: 分布図と資料。東京大学出版会, 東京, 437p.

活断層研究会, 1992編, 日本の活断層図: 地図と解説。東京大学出版会, 東京, 71p.

河野義礼・植田良夫, 1966, 本邦産火成岩の K-A dating (V): 西南日本の花崗岩類。岩鉱, **56**, 191-211。

Martel, S. J., 1990, Formation of compound strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, California. *J. Struct. Geol.*, **12**, 869-882.

森山昭雄, 1987, 木曾川・矢作川流域の地形と地殻変動。地理評, **60**, Ser. A-2, 67-92.

仲井 豊, 1970, 愛知県三河地方の花崗岩類。地球科学, **24**, 139-145。

Nakai, Y., 1976, Petrographical and petrochemical studies of the Ryoke granites in the Mikawa-Tono district, central Japan. *Bull. Aichi Univ. Educ., Nat. Sci.*, **25**, 97-112.

Pollard, D. D. and Aydin, A., 1988, Progress in understanding jointing over the past century. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1181-1204.

領家研究グループ, 1972, 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係。地球科学, **26**, 205-216。

柴田 賢・Miller, J. A., 山田直利・河田清雄・村山正郎・片田正人, 1962, カリウム・アルゴン法によって測定された伊奈川花崗岩および苗木花崗岩の絶対年代。地調月報, **13**, 317-320。

Suzuki, K. and Adachi, M., 1998, Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *J. Metamorphic Geol.*, **16**, 23-37.

(平成10年8月31日受理)