

長崎県地学会 平成28年度研究発表会

研究発表講演要旨

1 長崎県島原半島南部の火山層序

寺井 邦久 (長崎県立島原高等学校)

1. これまでの研究

島原半島南部において火山活動を中心にした研究は少ない。大塚 (1995), 田島 (2014)

島原半島は約430万年前、島原半島南端の早崎半島付近の玄武岩活動から始まった。その上位には口之津層群が重なり、玄武岩や安山岩の活動がその中に含まれるとされている (大塚1995)。本地域の露頭は連続性が悪く、特に口之津層群の大屋層、加津佐層、西正寺層、北有馬層の層序は難解である。また、これらの層の中に含まれる「南有馬火砕流」、「小利火砕流堆積物」、「大屋火砕流堆積物」、「大屋凝灰岩層」などと呼ばれてきた堆積物は、同一の火砕流堆積物を別称したり、別の層準の火砕流堆積物として認識するなど混乱している。

筆者はこれら火砕流堆積物やそれに伴う凝灰岩層の層序や分布を詳細に調査した。その結果、火山性堆積物としてグループ化することにより、1枚の追跡可能な鍵層になることを確認した。この火山性堆積物の層序は次のようである。

2. 「南有馬凝灰岩層」、「口之津層」の提唱

貝化石を含む海成層の上に、凝灰質砂岩・泥岩層、発砲の悪い角閃石安山岩質軽石を含む火砕流堆積物、軽石を含む凝灰岩層などが約20mの厚さで累重する。これらは南有馬町向小屋付近を供給源とする一連の角閃石安山岩質の火山活動に関連した堆積物であると考えられる。

これらの火山性起源の堆積物を総称して「南有馬凝灰岩層」と新称する。火砕流堆積物や凝灰岩層は、単独では連続性が悪く追跡できないが、南有馬凝灰岩層として追跡すると連続性が向上し、難解な大屋層、加津佐層、西正寺層、北有馬層を理解する鍵層として使える。

図1は本地域の総合的な層序を示す。南有馬凝灰岩層を含む上下の一連の堆積物を「口之津層」と新称する。口之津層は、南有馬凝灰岩層を含む上位の口之津層上部と、下位の口之津層下部に区分できる。大塚 (1995) の大屋層、加津佐層、西正寺層、北有馬層のほとんどは口之津層下部にまとめられる。口之津層上部は南串山層、白木野玄武岩、鳳上岳玄武岩、諏訪池玄武岩、塔ノ坂安山岩と同時異相の関係になる。口之津層は早崎玄武岩 (寺井2016本発表) や菖蒲田安山岩を不整合に覆い、古期雲仙火山に不整合で覆われる。

⑩古期雲仙火山	(約 49万)	
⑨塔ノ坂安山岩	(約 51万)	●●●●●●●●●●
⑧諏訪池玄武岩	(約 54万)	●●●●●●●●●●
⑦鳳上岳玄武岩	(約 106万)	●●●●●●●●●●
⑥白木野玄武岩	(約 116万)	●●●●●●●●●●
⑤南串山層 (安山岩,約 130万)		●●●●●●●●●●
④口之津層上部	●●●●●●●●●●	●●●●●●●●●●
南有馬凝灰岩層 (約281万)		
③口之津層下部		
②菖蒲田安山岩	(約 400万)	
①早崎玄武岩	(約 430万)	

図1 島原半島南部の層序とおよその年代

さらに南有馬凝灰岩層は、早崎半島から上原、鳳上岳山麓に分布する玄武岩を区分するのにも使える。大塚1995は早崎半島の玄武岩を下位の大泊玄武岩と上位の早崎玄武岩に分けている。これも南有馬凝灰岩層により層序的に上下2枚の玄武岩に分けられ、南有馬凝灰岩層より下位を早崎玄武岩と改称し、早崎半島上位の玄武岩は白木野玄武岩（田島2014）に対比できる。以下に島原半島南部の地質図を示す。

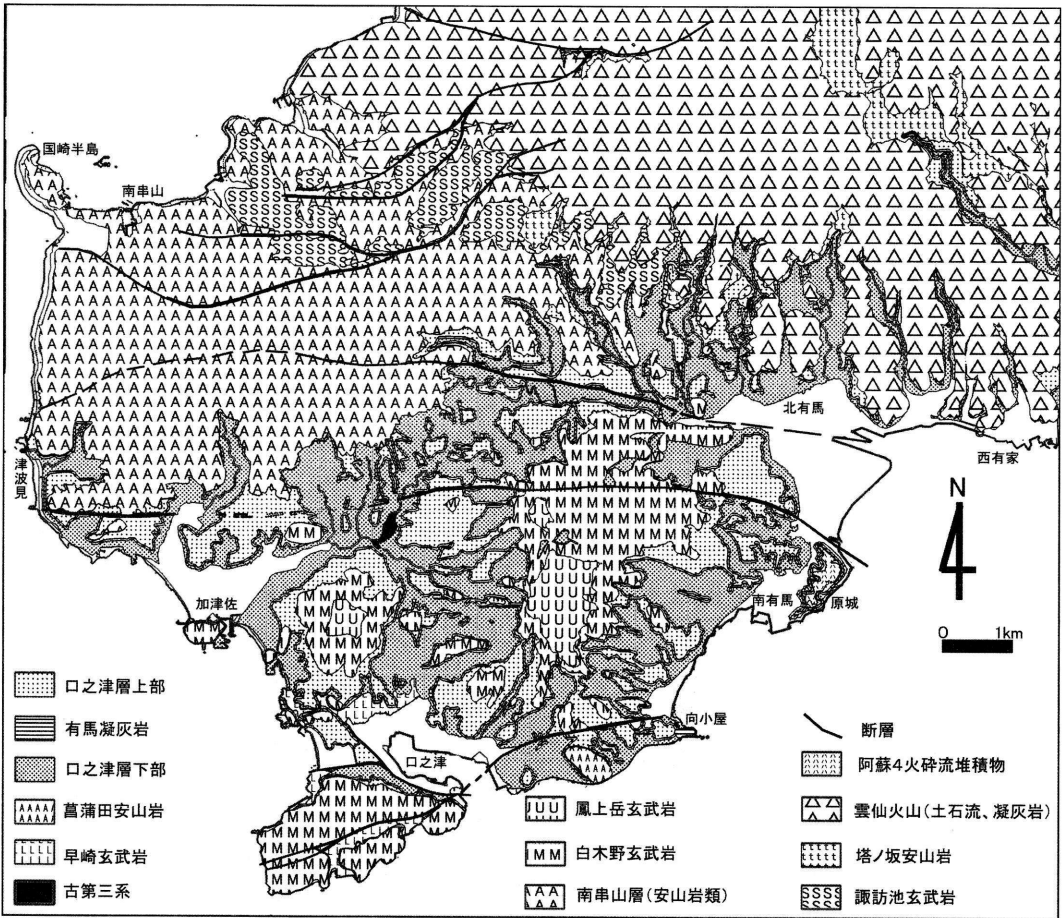


図2 島原半島南部の地質図

3. まとめ

- ①口之津層（新唱）を定義し、口之津層は有馬凝灰岩層により上下2つに分けられる。
- ②島原半島南部では、貝化石を含む海成層は口之津層下部に1層準存在する。
- ③口之津層上部は南串山層、白木野玄武岩、鳳上岳玄武岩、諏訪池玄武岩、塔ノ坂安山岩と同時異相の関係にある。

引用文献

大塚裕之他(1995) 島原半島南部の地質の再検討、鹿児島大学理学部紀要, p182-241
 田島俊彦(2014) 長崎県南島原市加津佐町山口に分布する異常に硬質な礫岩層、長崎県地学会誌78号, p12-11

2 地学と防災（平成28年熊本地震とブロック積擁壁・石積の減災について）

山田 好之助

1. はじめに

近年、異常豪雨による水害・土砂災害、火山噴火に伴う噴石・火砕流による災害、および地震による家屋・地盤災害が頻発している。これらの災害をもたらす原因の気象現象・火山活動および地震活動等は、地球の営み、すなわち地学現象である。阪神大震災（1995）から東北大震災（2011）を経て、「防災・減災」は生存にかかわる現代社会のキーワードとして認知され、防災教育における「地学」教育の重要性が高まっている。自然現象を防災・減災に結びつけるには、災害における地学現象を物理的に理解する必要がある。

2. 平成28年熊本地震における宅地地盤の被災

平成28年熊本地震では、地表地震断層が観察され、地震動や断層変位による家屋・構造物の倒壊・破壊も認められる。また、沖積平地では地盤の液状化・流動現象も発生している。

今地震では、道路・上下水道等の社会インフラの被害とともに、生活の基盤となる住宅・宅地の被害も多く、避難生活が長期に及んでいる。本発表では、この宅地地盤の被災のうち、石積およびブロック積擁壁について、構造物としての特徴および防災・減災に関する留意事項について理科学習のレベルでの解説を試みる。

3. ブロック積擁壁・石積の特徴

擁壁は、盛り土の崩壊や、切土した斜面の崩壊を防止するために設けられる土留め構造物で、崩れようとする土の圧力（土圧）に対して、擁壁自体の重量による抵抗力によって、背後の地盤等を安定化する機能を有している。重力式コンクリート・逆T式コンクリート擁壁・コンクリートブロック積・石積等の様式がある。今地震では、造成団地においてブロック積の倒壊が多発している。

宅地造成等では、コンクリートブロック積が基準的工法で、古い宅地では石積がなされている。このブロック積は、重力式や逆T式擁壁のように土圧に対する抵抗力が小さいため、設計計画は、設置する地盤の高低差、背後地盤の土質、切土または盛土の別によって、経験的な方法によっている。したがって、地震による振動の影響は考慮されていない。また、土質の確認や盛土の締固め具合等の施工基準が厳密には運用されていない。

ブロック積（石積）は図-1に示すようにブロックまたは積石を階段状に積み重ねたものとみなし、背後の土圧とブロック自重の平衡状態として考える「示力線法」という計算法が知られている。

図における記号は次のとおりである。

- Wc : ブロック（積石）の自重
- W : 背後の三角形部の土の質量
- P : 土圧（擁壁に作用する荷重：左向き）
土塊に関する力の三角形では右向きで
作用・反作用の関係
- R : 仮定の崩壊面からの反力

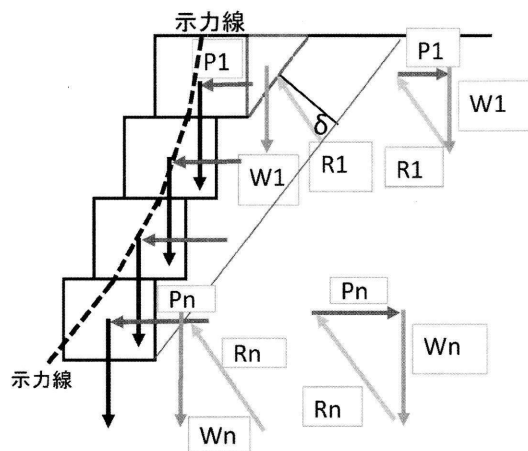


図-1 ブロック積（石積）の力学（模式図）

示力線は、各ブロック(積石)底面の水平面上における全荷重の合力作用位置を結ぶ線で、図-2に示すように、ブロック(積石)に関する回転モーメントから求められる。

土圧による転倒モーメント(ML)=土圧(P)×土圧の作用高さ(y p)

自重による抵抗モーメント(MR)=自重(Wc)×重心(x w)

合力の作用位置(d) = (MR - ML) / 全鉛直力(N : この例ではWc)

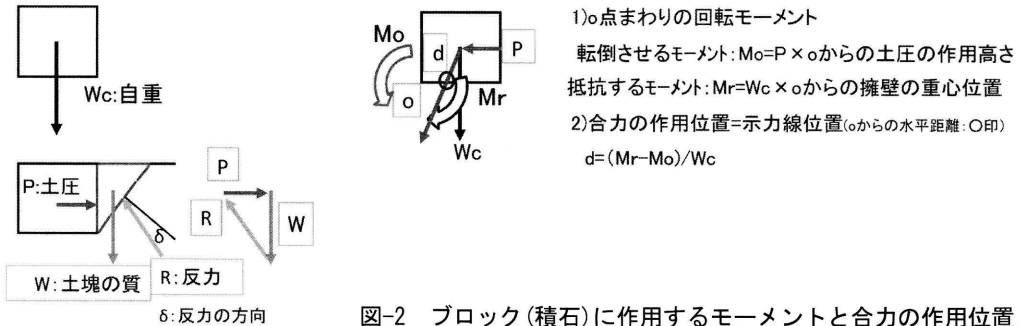


図-2 ブロック(積石)に作用するモーメントと合力の作用位置

4. 石積・ブロック積擁壁の減災への提言

示力線法は、一般に城郭の石垣(熊本城の武者返し)や寺院の屋根(寺勾配)の形状となり、次のようにブロック積や石積の状態が判定される。

- ① 示力線が、(積石)の前面より前にはみ出すと転倒する。
- ② 示力線が、ブロック底面幅を3等分し、その中央1/3区間から外れた場合、ブロックに引張り応力が作用する(ブロック積では、ブロックを接着するコンクリートが外れる)
- ③ 示力線が、ブロック底面幅を3等分し、その中央1/3区間から外れた場合、ブロック端部に圧縮応力が作用する(石積では、石材が割れ“く”の字状に倒壊する: 熊本城石垣の例)

また、示力線の力学的背景から、減災のための留意点が指摘される。

- ④ 地震動により水平力が付加すると土圧が増加し、加えて擁壁の慣性力が作用し、示力線が低い高さで、ブロック(積石)前面からはみ出す。
 → (ブロック積(石積)は地震に対して、十分な耐力を有していないことを理解する)
- ⑤ ブロック(積石)自重(比重も関係する)が大きいほど、ブロック幅(積石では“控え長さ”)に奥行きがあるほど、示力線は中央1/3区間からはみ出さない。
 → (大型ブロックを使用する、石積では控えのある積石や玄武岩・安山岩等の比重のある石材を使用する: 熊本城被災した石垣“一本足の櫓”の角石)
- ⑥ 土圧が小さいほど、示力線は中央1/3区間からはみ出さない。
 → (一般の宅地造成では現地が発生した土を使用し、ブロック積に近接するため締固めは不十分なケースがある: 土圧が大きくなる)
 → (盛土材料を礫・砂等の良質材を使用し、適切に施工する: 熊本城石垣背後は礫が充填されている。)
- ⑦ ブロック積背後の地面に盛土をすると土圧が増えて、示力線が低い高さで、示力線は中央1/3区間からはみ出す。
 → (ブロック積(石積)背後に築山や花壇を設けるのは、不安定化を助長する)

3 特別セッション「三ツ瀬層と変成岩類・古第三系の関係」

山川 続、寺井邦久、川原和博、武内浩一（発表順）

近年、三ツ瀬層から恐竜をはじめとする多くの白亜紀化石が発見され、毎年のようにニュース発表されて注目を集めている。長崎県地学会でも恐竜化石がどのような地層から発見されているのかを観察する巡検会を行ってきた。化石の探索は野外観察の大切な目的であり、大きな楽しみでもあるが、現地観察を重ねるにつれて、三ツ瀬層とその他の地層との関係が議論になってきた。

そこで今回、過去数回の巡検会での観察報告を、ジオツアーのお世話をいただいた会員から、パネルディスカッション的に現地観察で重要と感じた露頭や現象を紹介してもらい、三ツ瀬層の解決すべき課題と観察のポイントを明らかにして、共通理解を深める目的で「特別セッション」を企画した。

発表内容は、三ツ瀬層が分布している北側から南側に向かって

- ①山川会員から、北浦海岸と香焼海岸での代表的露頭紹介、
- ②寺井会員から、蚊焼～岳路海岸の巡検での代表的露頭紹介
- ③川原会員から、高浜～野々串海岸での代表的露頭紹介

の順に、現地の観察から感じた「三ツ瀬層」と他の地層との関係について報告していただいた。発表の前に、三ツ瀬層の研究の歴史、最近の白亜紀化石発見の状況、地学会でのジオツアーについて簡単に紹介が行われた（図と表を参照）。

発表とパネルディスカッションの議論のなかで、「三ツ瀬層」を考える上で解決すべき問題として以下のことが明らかになった。

- ①下位層（変成岩類）との関係：「断層」か「不整合」か？
- ②上位層（香焼層）との関係：岩相の類似性（帰属と分布域）、「断層」か「不整合」か？
- ③大構造（脇岬～深堀スラスト、呼子の瀬戸断層）との関係：いつ頃、どちらの方向からの力が作用したのか？

これらを解決するためには詳細な現地観察や新しい露頭の発見が重要であり、地元で活動する長崎県地学会が寄与できる可能性が大きいという共通認識を持つことができた。

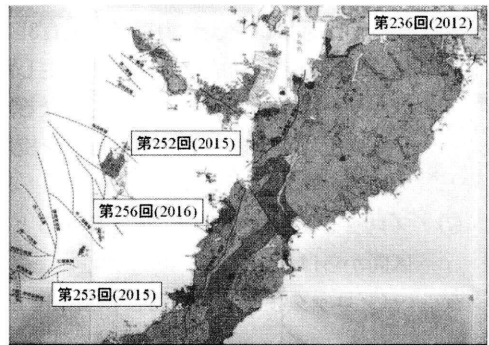
次ページ以降には山川会員と川原会員、寺井会員からの概要報告が掲載されているが、多くの会員が現地を訪れて露頭の観察をされ、それぞれの意見についても、本誌上で報告されることを期待したい。（文責、武内）

◎「三ツ瀬層」の概要

- ・長尾(1927) 古第三系「赤崎層群赤崎層」を提唱
- ・松下(1949) 赤崎層群赤崎層を「香焼層」と改称
- ・日隈(1963) 高島炭坑内の香焼層から恐竜化石とイノセラムスを発見
「香焼層」の下部を、上部白亜系「三ツ瀬層」と提唱
- ・鎌田ほか(1979) 茂木地区北浦海岸の「三ツ瀬層」から、アンモナイトとイノセラムスを発見
- ・岡崎(1994) 高島炭坑内の恐竜化石は「ほ乳類」と判明
- ・宮田(2004) 高浜～野々串海岸よりハドロサウルス上科の恐竜化石を発見
- ・宮田(2011) 茂木地区北浦海岸よりハドロサウルス上科の恐竜化石を発見

◎地学会「ジオツアー」での「三ツ瀬層」の現地見学

- ・2012年 第236回 茂木地区北浦海岸（⇒恐竜化石を産出した地層を見る）
- ・2015年 第252回 香焼～岳路地区（⇒上位の香焼層との関係を見る）
- 第253回 野々串地区（⇒恐竜化石を産出した堆積環境を見る）
- ・2016年 第256回 岳路地区（⇒下位の変成岩類との関係を見る）



特別セッション「三ツ瀬層と変成岩類・古第三系の関係」(抄録)^{*}

山川 統 (長崎市立桜馬場中学校)

1 はじめに

長崎半島の西側にある端島(軍艦島)や高島などの地下で、今から約30年前まで石炭を採掘し、この地域を「高島炭田」と呼んでいた。この地域には、中生代白亜紀後期から新生代古第三紀の間に堆積してできた地層が分布している。これらの地層の中で、中生代白亜紀後期にできた一番古い地層を「三ツ瀬層」と呼ぶ。三ツ瀬層からは、恐竜化石だけでなく、同じ時代に生きていたアンモナイトやイノセラムス化石も見つかっている。熊本県の天草市御所浦や上益城郡御船町でも恐竜化石が発見されているので、「三ツ瀬層」と同じ地層が広がっていると思われる。

2 長崎市北浦町・赤崎鼻の三ツ瀬層

長崎市北浦町の海岸には、三郡変成岩(周防帯)と断層で接している三ツ瀬層が露出している。1973年にイノセラムスとアンモナイトの化石が断層と接している最下部の細粒砂岩から産出し、三ツ瀬層相当の白亜系があると判明した(鎌田ほか、1979)。三郡変成岩と三ツ瀬層の境は、幅1mぐらいの断層破砕帯で赤く変色している。断層で接している三ツ瀬層最下部の細粒~中粒砂岩から、イノセラムス2種類4個体、アンモナイト2種類2個体、巻き貝化石を観察している。また、すぐ上位のれき岩からはハドロサウルス草食恐竜の骨化石が見つかった。

近くには、三郡変成岩(周防帯)と断層で接している三ツ瀬層と、さらに両者を不整合におおって長崎火山岩類の凝灰角れき岩が重なっている露頭がある。ここに分布する三ツ瀬層は、三郡変成岩や三波川変成岩の上昇に伴い、三ツ瀬層の海成層を含む一部と一緒に上昇してきたものではないだろうか。近くに分布している石灰岩のブロックや変花こう岩も同様に運ばれてきたと考えられ、野母構造線などの構造運動で形成されたテクトニックメランジュではないだろうか。

3 長崎市深堀町有海海岸の三ツ瀬層?

第252回ジオツアーでは、深堀町有海海岸で海岸の崖側に三郡変成岩、海側に三ツ瀬層と思われる堆積岩の接触部分を観察した。海岸に降りると、海側(西側)からせり上がったように、三ツ瀬層相当層の傾斜が海側へ大きくなっている。両者の境には、黒色の粘土質の部分が幅約1mある。三郡変成岩を被覆しているのがわかる。黒色の部分を観察すると、何度も破砕された様子を観察できる。破砕されて粘土質になったのではなく、三ツ瀬層相当層の頁岩層がスラスト運動によって破砕されてきたものと思われる。

4 岳路海岸の三ツ瀬層?(香焼層?)

香焼層と似た環境で堆積したと考えられ、ほとんどの岩石が粗粒砂岩~れき岩で、特にれき岩が多い。頁岩層をはさむが、香焼層のようにはっきりと紫赤色になっていない。岳路海岸の通称“弁慶岩”(どの大岩なのかは不明)で以前発見された骨化石が、恐竜なのかホ乳類なのかで、大きく堆積年代が違ってくる。もし、ホ乳類の化石であれば、香焼層の可能性が出てくる。この標本がどこにあるのかは不明である。小ヶ倉、深堀、岳路、野々串などの長崎半島西岸にある地層は、三ツ瀬層(白

亜系)と考えられている。しかし、これらの堆積岩も、スラスト運動(衝上断層)によって押し上げられたと思われるので、白亜系～古第三系のどの部分になるのかは分からない。新しい化石の発見が待たれる。

5 まとめ

北浦町と深堀町の2ヶ所で、三郡変成岩と三ツ瀬層の境界部分を観察してきた。地上部分では、両者は断層で接していて、長崎変成岩類の上昇に伴う構造運動で形成されたテクトニックメランジュではないかと思われる。北浦町赤崎鼻の海岸では三ツ瀬層の海成層を含む部分が、他地区では陸成層だけの部分が押し上げられたのではないだろうか。陸上では、三ツ瀬層の一部のブロックが三郡変成岩と断層で接しているだけなので、実際に、地下での三ツ瀬層との関係は不明である。

赤崎層群と三ツ瀬層の関係は、天草で観察されるように不整合で重なっていると思われる。しかし、天草で観察される赤崎層群と香焼島に分布している香焼層が同じ地層かは分からない。天草の赤崎層群の一部が断層運動によって、香焼島に分布しているのかもしれない。そうすると、三ツ瀬層と香焼層が不整合関係とはいえ、断層で接しているのかもしれない。

長崎半島西岸の陸上に分布している白亜系～古第三系が上昇してきた理由と構造運動(野母構造線、呼子ノ瀬戸断層など)との関係が今後明らかになることを期待したい。

※多数の写真が掲載された報告書の全文は、本誌P30-37の研究報告をご覧ください。

特別セッション 高浜—野々串海岸での代表的な露頭紹介

川原 和博 (県立大村高等学校)

長崎半島(野母半島)西海岸の蚊焼—高浜間で西彼杵変成岩類と上位の三ツ瀬層(白亜系)との接触部は次の四箇所である。

南から順に

- ①高浜の旧県立野母崎高等学校裏の道路法面
- ②岳路海岸
- ③蚊焼—岳路間のジェットスキー場南(その1)
- ④蚊焼—岳路間のジェットスキー場南(その2)

②③の露頭に関しては寺井会員の報告と論考が掲載されているので参照して頂きたい。

筆者も③の露頭に関して、私見を述べたい。

①の露頭は西彼杵変成岩類の変ハンレイ岩と三ツ瀬層との境界部である。露頭の風化が激しくて、両者の関係はスラスト(低角の逆断層)か不整合かは判別できない。

昭和32年(1962)に地質調査所より発刊された地質図幅「肥前高島付野母崎」の説明書には「図版7 香焼層基底の不整合面」(図3)とモノクロ写真で記載されている。その時点では

三ツ瀬層と香焼層は区分されていないかった。写真の解説に「画面中央を右上から左下に走る線は香焼層の地層面(高浜)」とある。境界部ハンマーが置かれているが、モノクロ写真であるため、関係は判然としない。また、この地点がジオツアーで観察した地点と同一なものかも確認できない。写真を見る限り、道路際の法面であることは確かだが、ハンマーの大きさから判断すると、法面の高さは3m以上あると推定できる。

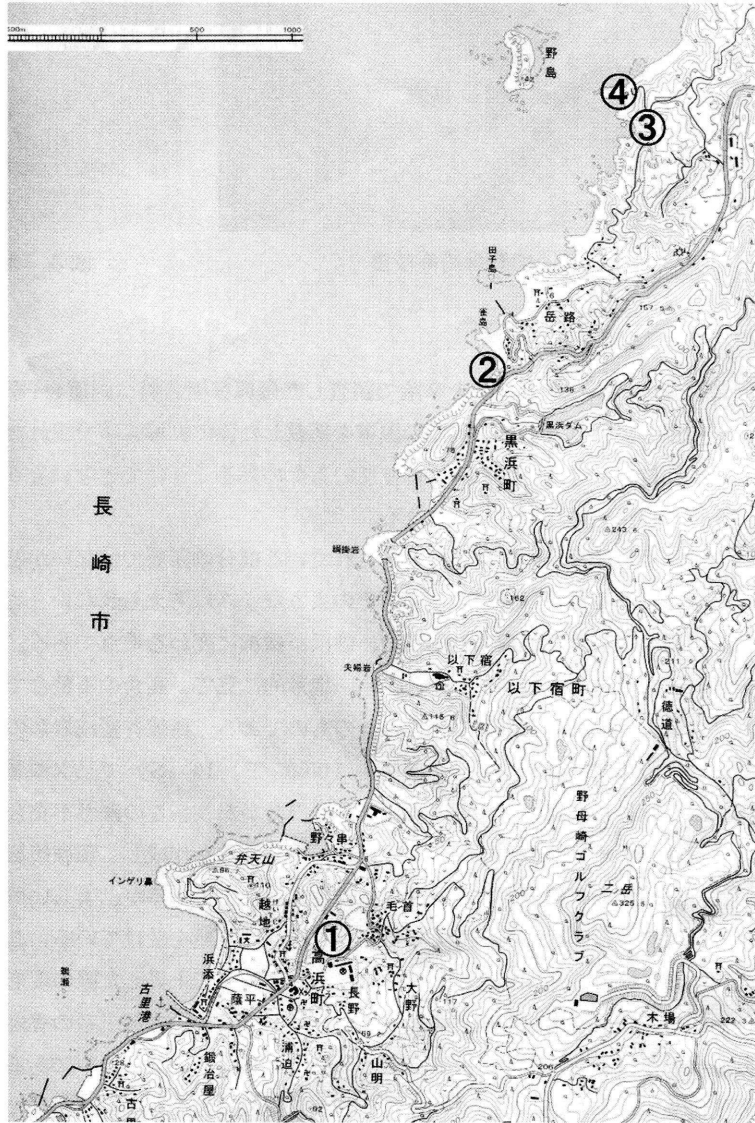
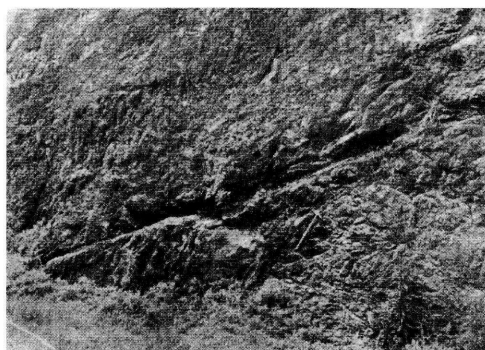


図1 露頭位置図



図2 旧野母崎高校裏



前面中央を右上から左下に走る線は香焼層の地層面（高沢）
図版7 香焼層基底の不整合面

図3 地質調査所図幅の図版

※昭和63年頃、この地域を卒論で調査した藤原秀樹会員は国道444号線沿いの法面で同様な露頭を観察したそうである。現在の国道を新設した際の拡幅工事で現れたそうである。

現在はコンクリートで吹き付けているため見ることはできないそうである。この写真の露頭は西側の旧道ではないかと思われる。

藤原会員は写真の地層面と表示されている部分は断層ではないかと発言されたが、多くの露頭に接している地質調査所の技官がそのようなミスは考えられないと思う。

②の露頭は岳路海水浴場の南端で、砂浜が磯浜に変わる地点である。変ハンレイ岩と三ツ瀬層との接触部は海岸砂に覆われ確認できない。地形的に見て、高角の不整合であるアバットと考えていた。

③の露頭は接触部を観察できる唯一のものである。西彼杵変成岩類の結晶片岩（緑色片岩、西村祐二郎先生の論文では千枚岩）を緩傾斜（ $N60^{\circ} E, 10^{\circ} S$ ）で三ツ瀬層が覆っているように見える。幅50cm、厚さ10cm程の暗紫色の角礫を含む部分があり、この礫が不整合の基底礫なのか、断層破碎帯のカタクラサイトなのかは判断できない。岩石薄片を作成して顕微鏡観察をする必要がある。

この露頭の周辺に分布する変成岩は緑色片岩が主であるが、著しい剪断を受けている。脈状あるいは片理面にレンズ状に晶沁している石英も同様に剪断を受けている。この原因は不明だが、周防帯が三波川帯に脇岬―深堀衝上断層（スラスト）に沿って上昇した際の変形かもしれない。

西彼杵変成岩と上位の堆積岩類（白亜系の三ツ瀬層、古第三系の香焼層他）の関係は不整合か衝上断層なのかは判断できない。もし衝上断層であれば、周防帯の中にある剪断や変形の構造が堆積岩類の中に生じてもおかしくはないと考えるが、そのようなものは見られない。



図4 堆積岩類 (左) と変成岩類 (右)

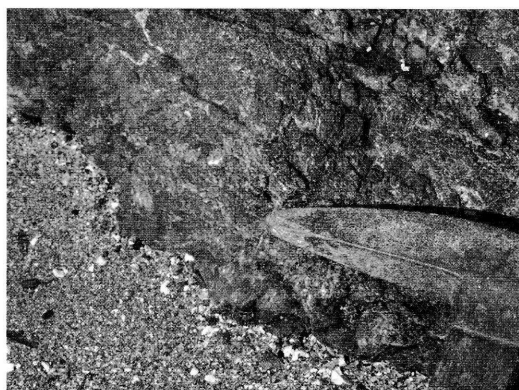


図5 接触部の礫化した堆積岩



図6 剪断された片理と石英脈

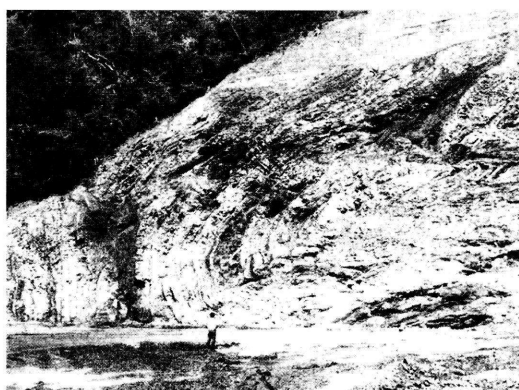


図7 小ヶ倉の横臥褶曲 (?)

④の露頭は③の露頭のすぐ近くである。直線距離で100m前後である。③の露頭では南側に堆積岩類、北側に変成岩類が分布するのに対して、④の露頭では北側に堆積岩類、南側に変成岩類が分布する。変成岩類と堆積岩類の境界部は海岸砂に覆われ、見られない。

接触部付近の砂岩は緑色で粗粒である。変成岩類の変ハンレイ岩や緑色片岩の風化物と推察できる。接触部以外の堆積岩類は円礫度の良い礫を多く含む茶褐色の粗粒砂岩である。

この地域の堆積岩類が変成岩類と衝上断層で接しているならば、堆積岩類の構造に変形が生じるのではないだろうか？例えば、小ヶ倉の横臥褶曲のような構造がいくつかの地点で見られても良いと思う。(小ヶ倉はスランプ構造という考えもある)それとも幅の狭いカタクラサイトを伴いながら、堆積岩類は剛体のままで滑るように断層上を上昇するのであろうか？研究の進展が望まれる。

※長崎県地学会発刊の「長崎県の地学」の中で、「長崎市小ヶ倉の褶曲地層」について、元会員の堀口承明氏は、「おそらく堆積岩が固化したのち、強い横圧力が加わったとき、不整合面にそって断層が生じたのだろう。これと同様の不整合面にそう断層は茂木の北浦や野母崎町高浜の長崎南高校野母崎分校の近くの崖でも見られる。」と述べている。

特別セッション 岳路－蚊焼周辺の古第三系と長崎変成岩との境界問題

寺井 邦久 (長崎県立島原高等学校)

1. 岳路北海岸の地質

図1は長崎市蚊焼から岳路にかけての地質略図である。北部のまだら模様は塩基性片岩、南部の格子状模様は変はんれい岩、中部の横縞模様は古第三系の分布を示す。東側にはほぼ南北に延びる蚊焼－脇岬スラストが走り、西側を周防帯(2億～1.5億年)、東側を三波川帯(1億～7000万年前)に分けられている(西村ほか2004)。

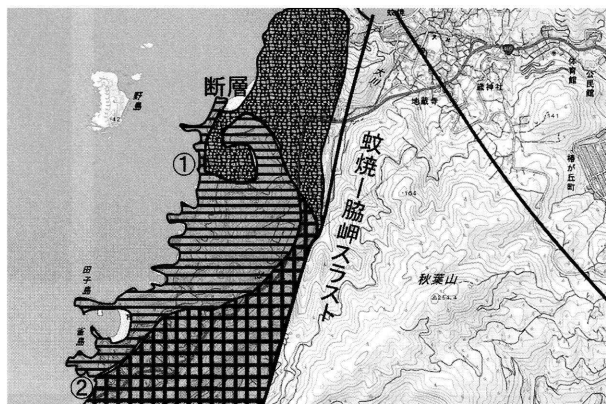


図1 蚊焼－岳路付近の地質略図

2. 岳路北の境界露頭

①付近では圧砕された塩基性片岩の上に古第三系がのる。図2は点線より手前が塩基性片岩で、写真奥が古第三系の塊状砂岩がのる。境界付近は約10cmの暗灰色泥岩を挟んでいる。境界に下位の緑色片岩の礫は含まれず、泥岩の上はすぐに粗粒の砂岩になる。変成岩類と古第三系との境界は深堀でも観察されたが、そこでは黒色泥質岩が20～100cm挟まっており、圧砕されたような片状構造が見られた。①の露頭は不整合ではなく、古第三系が塩基性片岩の上にスラストで衝上しているものと考えられる。

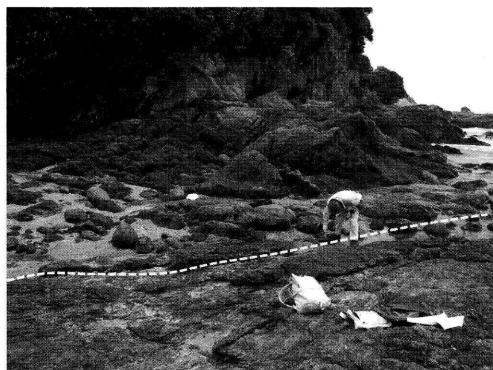


図2 岳路北で見られる塩基性岩と古第三系の接触部。スラストと考えられる。

3. 岳路海岸の境界露頭

②の海岸では変はんれい岩と古第三系の境界付近が観察できる。残念ながら両岩体の接触部は砂浜で見られない。図3は砂岩中に見られるスラストである。西から押し上げられるように砂岩ブロックが乗り上げている。境界には黒色泥質の圧砕された層を挟みスラストに伴う断層粘土と考えられる。スラスト面はこのように30°程度の角度を持つか、あるいはほとんど水平である。砂岩や礫岩同士はこの断層粘土を挟んで幾重にも重なっている。このように古第三系の内部には西からの応力で東に乗り上げるスラスト構造を示す。

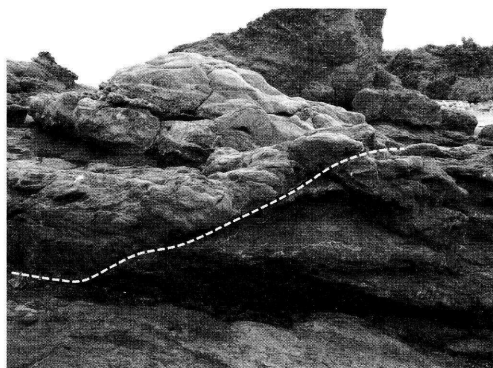


図3 スラストで乗り上げる砂岩の岩塊

図1で古第三系の分布を見ると塩基性片岩と変はんれい岩を覆うように分布している。これまでは古第三系は不整合で変成岩類の上位にのると考えられてきたが、岳路海岸のスラストの様子を観察すると、低角スラストがこの地域では卓越していると考えられる。変成岩類と古第三系の境界は黒色泥質の断層粘土で境される低角スラストと考えられる。スラスト周辺では砂岩層がもまれており、小褶曲（鞘状褶曲）などが見られる。小ヶ倉の横臥褶曲はスラスト近傍の構造的にもみ上げられてきた、褶曲構造と見られる。

4. 脇岬―蚊焼スラスト、深堀・蚊焼スラストの長崎市北方への延長

スラストの西側にある周防帯には変はんれい岩が分布する。この岩体は南から野母崎、岳路、皇后島（○印）、滑石上揚（○印）に分布

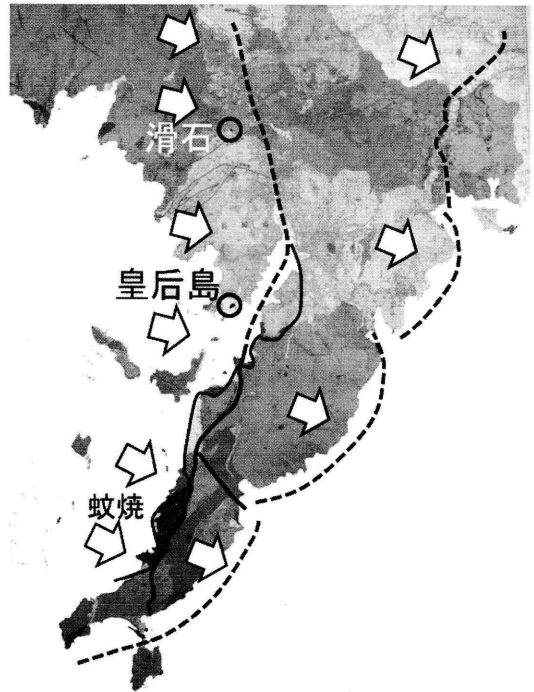


図4 長崎市付近に推定される構造線

する。スラストはこれらの岩体より東側にあると推定される。図4の深堀より北側にスラストの推定線を示した。長崎港から時津に抜ける谷構造はスラストの延長であると考えられる。時津から先は大村湾の重力異常の急変点につながる。また長崎半島の東側にもスラストによる構造線が推定できる。橘湾に面する所は海底で直接観察できないが、東長崎では長崎火山岩類と古第三系が断層、断層に貫入した玄武岩で接している。この線より東に長崎火山は分布しない。

5. 広域応力場とスラスト

これまで見てきたスラストは西からの応力により東に向かって衝上している。図5は2005～2015年までのGPS観測による大地の動きを示している（2016年の熊本地震前）。五島、平戸から長崎県本土に向かって西から東に向かうベクトルが見られる。スラストの形成はこの応力に起因しているものと考えられる。

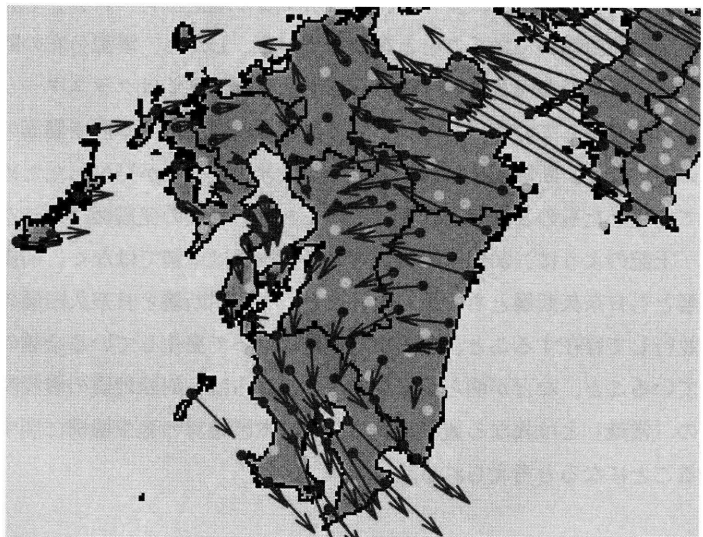


図5 九州の大地の動き 10年（国土地理院 HP より）

研究発表講演要旨

2016年熊本地震の発生機構と地震活動の特徴について

清水 洋

(九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター)

1. 2016年熊本地震の震源断層と発生機構

熊本県において、2016年4月14日にM6.5、16日にM7.3の地震が発生し、それぞれ最大震度7を記録して多くの被害をもたらした。その後も別府から八代付近に至る九州中部を横断する広い地域で活発な余震活動や誘発地震活動が続いている(図1)。2016年熊本地震は、中央構造線の西方延長部にあたる布田川-日奈久断層帯が活動したもので、これらの地震にともなって生じた地表地震断層や地殻変動から、最大前震(M6.5)は日奈久断層の北部(高野-白旗区間)、本震(M7.3)は布田川断層の主要部(布田川区間)がそれぞれ右横ずれ運動をしたものと推定されている。しかし、九州大学を中心とする合同観測グループの稠密地震観測により、M6.5とM7.3の震源断層についてより詳細な実体が明らかになった(清水・他, 2016)。

4月14日のM6.5は、直後に発生した余震活動の震源分布と発震機構から、震源(破壊開始点)は地表の日奈久断層トレースの直下に位置するものの、震源断層の走向は日奈久断層と斜交しており、むしろ布田川断層の走向に近い。しかし、震源断層の傾斜方向は、布田川断層が北西傾斜であるのに対して、鉛直に近い高角の南東傾斜である。この領域では、1999年から2000年にかけてM4.8を最大とする地震活動があり、4月14日のM6.5の震源域は1999-2000年の震源域にほぼ重なっている。しかし、詳細にみると、両者の震源域はほぼ平行の異なる面上に分布し、互いに棲み分けている。

一方、4月16日のM7.3は、布田川断層とも日奈久断層とも異なる発震機構(ほぼ東西・南北の節面)を持ち、震源は両断層に挟まれた領域に位置する。このことから、M7.3は、両断層の間がおそらく南北方向に割れてずれ動き、それが布田川断層本体の断層運動の引き金になったと考えられる。また、M7.3以降の余震の多くが、布田川断層の地表トレースよりも北側に分布しており、このことは同断層が北西傾斜であることと調和的である。しかし、震源分布の断面図をみると、布田川断層に対応する北西傾斜の面状分布は認められず、余震の多くはクラスター(小さなかたまり)として同断層の周辺に分布している。したがって、これらの余震は、本震断層面のいわゆる「滑り残し」が滑ったものではなく、断層面上においてM7.3の大きなすべりが発生したため、断層近傍の応力場が擾乱を受けて発生したものと推定される。このことは、余震の発震機構の時空間変化からも支持される。

上記のように、2016年熊本地震の発生機構は単純ではなく、前震と本震の初期破壊面は、布田川断層とも日奈久断層とも一致しないこと、布田川断層と日奈久断層の会合部付近には複数の震源断層が並行して存在すること、布田川断層帯に沿って発生している余震の多くは布田川断層の面外で発生していること、などが明らかになった。これらは、内陸地震の震源断層と活断層の関係について、従来の「常識」とは異なる観測事実であり、内陸地震の発生機構に関する今後の研究に新たな視点を与えることになると考えられる。

2. 布田川-日奈久断層帯の長期評価と地震活動の予測

布田川-日奈久断層帯については、国の地震調査研究推進本部による長期評価が公表されており、特に日奈久断層はわが国の主要な活断層の中では要注意の断層帯の一つとされていた。また、上述したように布田川断層と日奈久断層の会合部の益城町付近において1999年から2000年にかけてM4.8を最大とする活発な地震活動があり、震源分布と発震機構から日奈久断層の北端部の一部が動いたものと考えられた。これらに基づき九大地震火山観測研究センターは、断層帯会合部に応力が集中している可能性が高いことを指摘していた。これらは、内陸地震の中長期予測の研究成果であるが、今後これらの情報を如何に的確かつ分かりやすく社会に伝えていくかが課題である。

また、今回の熊本地震では、布田川-日奈久断層帯の布田川区間と高野-白旗区間が活動して歪エネルギーを解放したが、逆に隣接区間（布田川断層の宇土区間や日奈久断層の日奈久区間）では断層滑りを促進する方向に応力が高まったことになる。内陸地震の震源断層への応力集中機構として、断層の直下の地殻深部に存在するweak zone（多数の延性的な断層帯）が地震発生に前駆してゆっくりと滑ることが提案されていることから（飯尾・他、2006）、このweak zoneの非地震性滑りを検出できれば、来たるべき内陸地震をある程度予測できる可能性がある。そこで、われわれは1999-2000年の地震活動以降、日奈久断層の高野-白旗区間と日奈久区間の境界付近を通る測線を設け、GPSによる地殻変動の繰り返し観測を実施している。これまでの観測結果から、2016年熊本地震における大きな断層滑りは高野-白旗区間以北に留まっており、日奈久区間には及んでいないことがわかっている。また、日奈久区間における断層下部の非地震性滑りは検出されていない。今後も引き続きGPSの繰り返し観測を実施して、非地震性すべりの有無を監視する必要がある。

参考文献

清水洋・他、2016年熊本地震の緊急合同地震観測 - 地震活動の特徴と背景 -。地球惑星科学連合大会，講演予稿集，MIS34-02，2016.

飯尾能久・他、2004年新潟中越地震の発生過程。月刊地球，号外，No53，217-222，2006.

図の説明

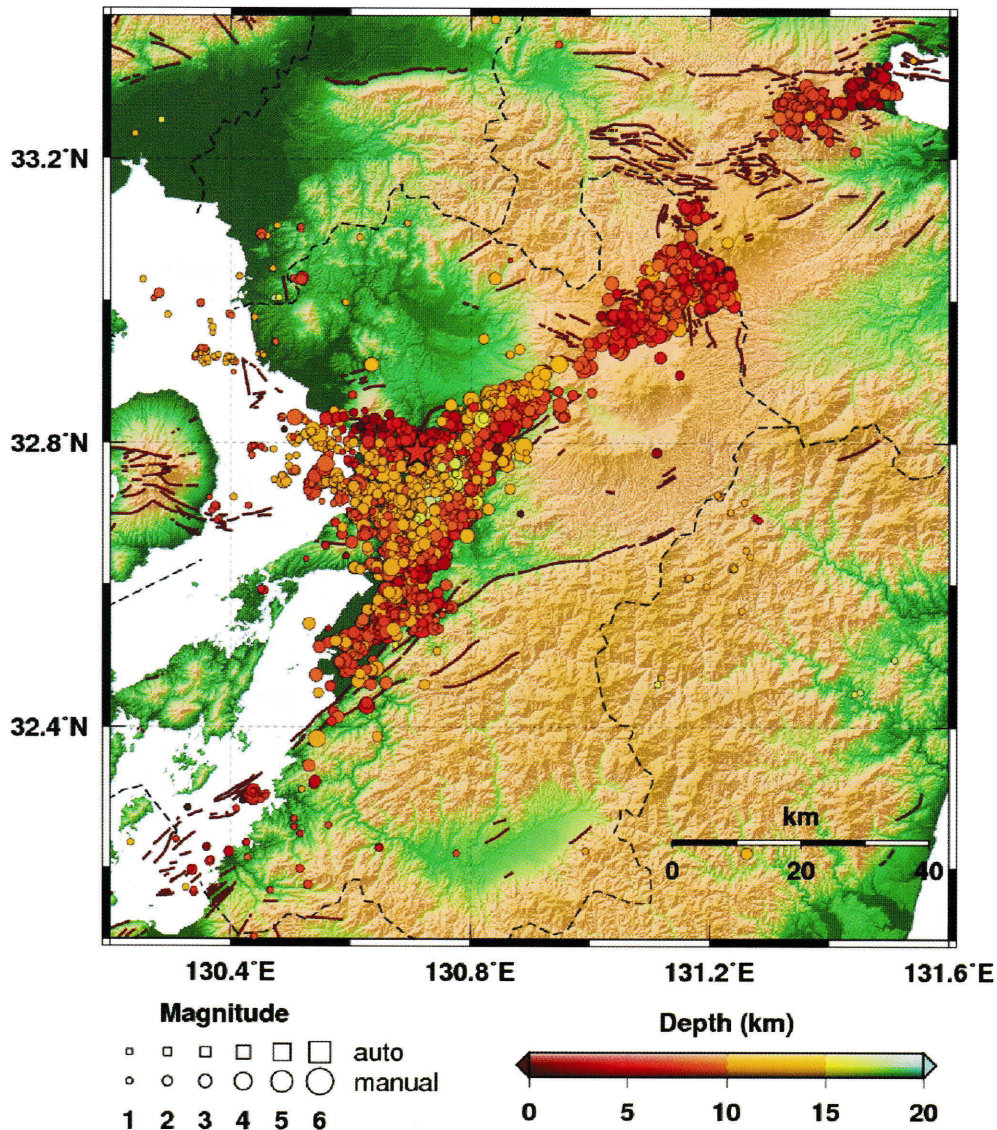
図1 2016年熊本地震の震央分布

九州大学地震火山観測研究センターによる2016年4月14日（M6.5）から5月27日までの震央分布。別府から有明海、八代海に至る広い範囲で地震が発生していることがわかる。



Seismicity map of the 2016 Kumamoto earthquake 2016/04/14 21:26 - 2016/05/27 00:15

Last Update (JST): 2016/05/27 00:21 N= 4204



© 2016 Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University. All rights reserved.

【特別講演 講演要旨】

長崎変成岩とその地体構造

西村 祐二郎 (山口大学名誉教授)

長崎変成岩の分布と帰属問題：九州西端（西彼杵半島、野母半島、天草下島の西海岸）に点在する低温高压型の変成岩は、長崎変成岩と総称され、日本列島の地体構造を考えるうえで重要であり、古くから議論がなされてきた。しかし、その分布が主要な広域変成岩と連続しないことなどのため、帰属に関しては三波川帯説（Kobayashi, 1941など）、三郡帯説（山下, 1957など）、琉球弧の延長説（都城, 1965など）およびその他の説（端山, 1962など）が提唱されてきた。これに対して私たちは1998年以来、三郡帯自身が蓮華帯と周防帯に区分されること、また長崎変成岩が周防帯と三波川帯の変成岩に2区分され、それらがスラストを介して構造的に累重するという周防帯・三波川帯並列説を提唱している。詳細に検討した野母半島南西部地域（Nishimura, 1998）と茂木地域（西村ほか, 2004）とに分けて記述する。

野母半島南西部地域の長崎変成岩の特性：岩相、鉱物共生および白雲母K-Ar年代に基づいて、西から東へユニットA・B・Cに3区分される。西部のユニットAとBは、千枚岩、無点紋片岩および変斑れい岩からなり、パンペリー石-アクチノ閃石相から緑色片岩相に相当し、200-157MaのK-Ar年代を示す。東部のユニットCは点紋片岩と変オフィオライトからなり、緑色片岩相ないし藍閃石片岩相に属し、88-78MaのK-Ar年代を示す。泥質変成岩中の炭質物の石墨化度 d_{002} 値は、ユニットA・Bが3.60-3.38Åを、ユニットCが3.362-3.356Åを示し、変成温度の大きなギャップを意味する。また、樺島のユニットBには白亜紀後期（90-80Ma）の花崗岩（内帯型）が貫入し、広い範囲に接触変成作用を与えているが、隣接するユニットCの岩石には接触変成の影響は全く認められない。北西に約30°傾斜する脇岬-深堀スラストを境にして、上盤のユニットA・Bと下盤のユニットCとが接している。

茂木地域の長崎変成岩の特性：北東に約30°傾斜する茂木スラストを介して、上盤のユニットIと下盤のユニットIIに区分される。ユニットIは、千枚岩から無点斑片岩、変斑れい岩および変花崗岩からなり、パンペリー石-アクチノ閃石相から緑色片岩相に対応する。ユニットIIは点紋片岩で構成され、緑色片岩相あるいは藍閃石片岩相に相当する。泥質変成岩中の炭質物 d_{002} 値は、ユニットIが3.55-3.41Åを、ユニットIIが3.362-3.357Åを示し、白雲母K-Ar年代は前者が214-162Maを、後者87-86Maを示す。ユニットIに産する花崗岩質岩石は、周囲の岩石に接触変成作用を与えておらず、変花崗岩とみなされる。

長崎変成岩の地体構造：上記のデータなどから、ユニットAとBはユニットIに相当し、内帯の周防帯に対比され、ユニットCはユニットIIに相当し、外帯の三波川帯に対比される。両者は古中央構造線に対応する野母構造線（上記のスラスト）を介して、周防帯が上位に三波川帯が下位に構造的に累重している。なお、西彼杵半島および天草下島の長崎変成岩は三波川帯に相当する。また、近年の三波川変成帯2区分説では、本稿の三波川帯は四万十変成帯に相当する。（紙面の都合で、三郡帯の2区分説と花崗岩質岩石の詳細については、省略した。）