

(参考) 玢岩境界の薄片観察結果

・ サンプル位置図〔地質水平断面図（ $X_{SC}-X_{SC}'$ 位置図）〕

更新

地質水平断面図(EL.-15m)

・ サンプル位置図〔地質鉛直断面図（ $X_{SC}-X_{SC}'$ ）〕

更新

地質鉛直断面図($X_{SC}-X_{SC}'$)



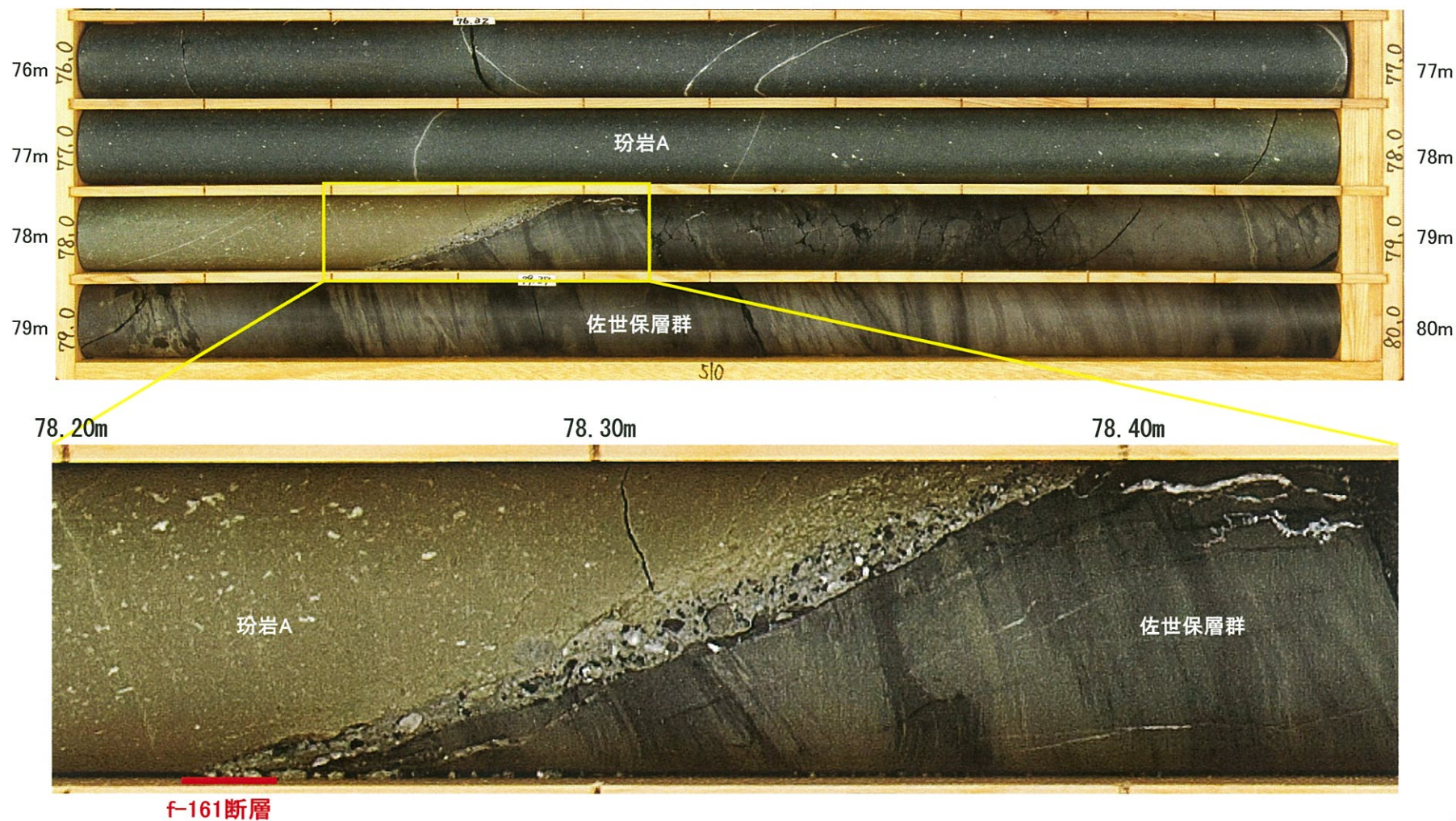
余 白

・ 玢岩 A 下盤 詳細観察 ・ 分析結果

更新

- の玢岩 A 下盤境界について、詳細コア観察、研磨片観察、薄片観察及びXRD分析を実施した。
- の玢岩 A 下盤境界には、深度78.30m~78.33m (EL. -53.77m~-53.80m)、幅0.6cm~1.2cmのf-161断層が認められる。

 (傾斜90°) 深度76.00m~80.00m(EL. -51.47m~-55.47m)

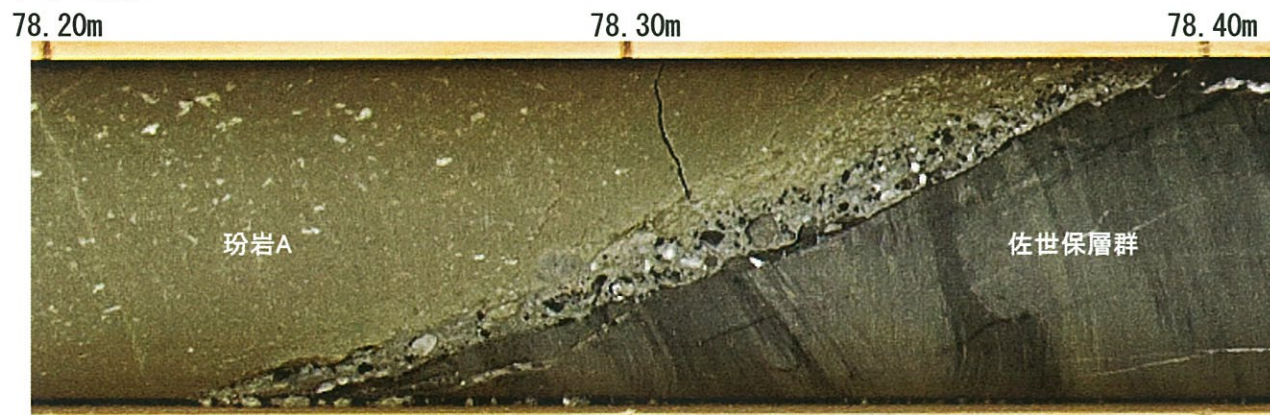


・ 玢岩 A 下盤 詳細観察・分析結果〔詳細コア観察〕

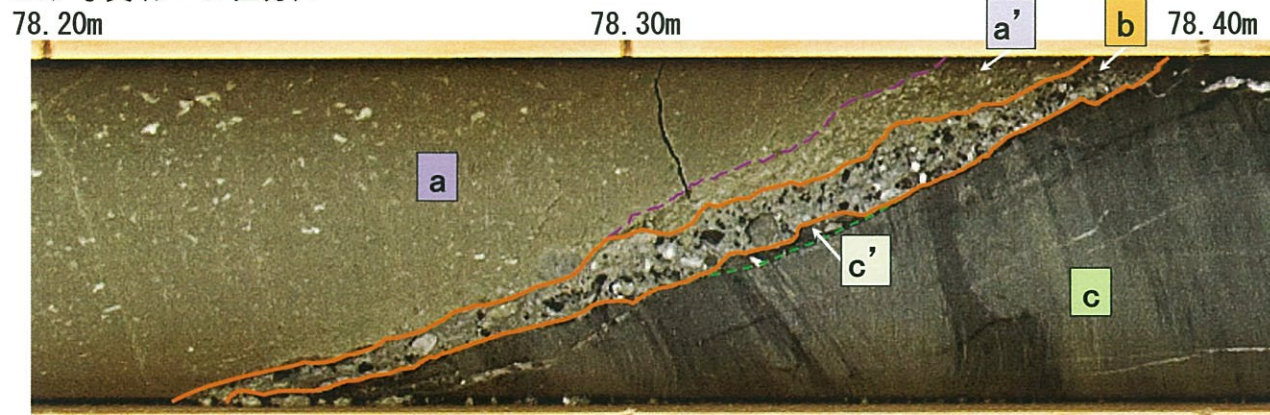
更新

- 詳細コア観察の結果、[]の玢岩A下盤境界付近は、a:玢岩〔堅岩部〕、a':玢岩〔角礫状部〕、b:破碎帯〔f-161断層〕、c':佐世保層群〔堅岩部(再固結部)〕、c:佐世保層群〔堅岩部〕の5つのゾーンに区分される。
- f-161断層の上下盤境界は、凹凸しており、玢岩は一部細片状を呈し、佐世保層群には割れ目が認められる。また、f-161断層内部にはせん断面は認められない。

〈コア写真〉



〈コア写真(ゾーン区分)〉



〈c'部拡大〉



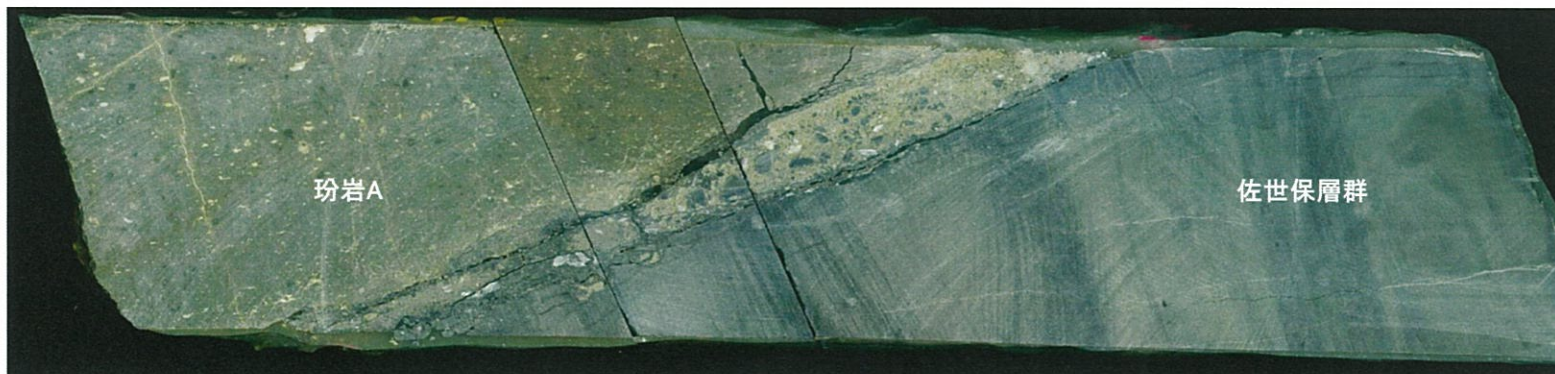
ゾーン区分	記事
a 玢岩 〔堅岩部〕	・径0.1cm～0.4cm程度の白色の斑晶を含む。
a' 玢岩 〔角礫状部〕	・玢岩が細片状を呈する。 ・ゾーンaとの境界は、密着している。 ・ゾーンbとの境界は、凹凸している。
b 破碎帯 〔f-161断層〕	・佐世保層群及び玢岩の礫が混在する。 ・角礫～亜角礫の細礫を主体とし、基質はシルト～粘土サイズの細粒分を主体とする。 ・上下盤境界は、凹凸している。 ・ゾーンb内部には、礫の定向配列は認められず、せん断面は認められない。
c' 佐世保層群 〔堅岩部 (再固結部)〕	・佐世保層群(砂岩、泥質岩)の礫を主体とし、固結している。 ・ゾーンbとの境界は、凹凸している。 ・ゾーンcとの境界は密着している。
c 佐世保層群 〔堅岩部〕	・佐世保層群の細粒砂岩及び泥質岩からなる。 ・ラミナがみられる。

・ 玢岩 A 下盤 詳細観察・分析結果〔詳細コア観察（コア切断面）〕

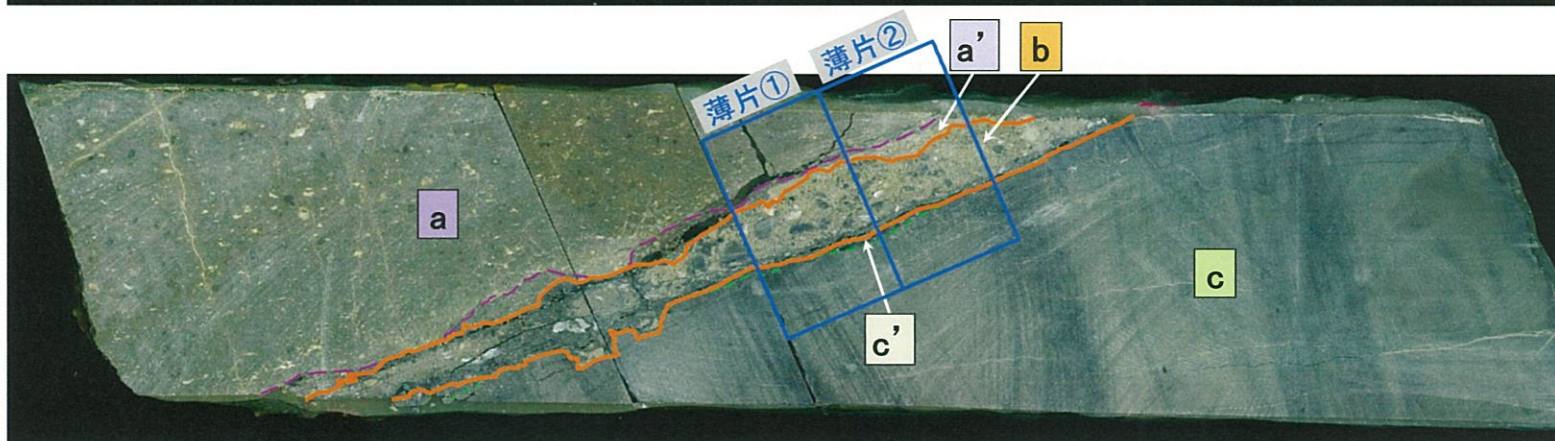
更新

- [] のボーリングコアからサンプリングを行い、研磨片及び薄片を作製した。
- コア切断面観察の結果、f-161断層の上下盤境界は、凹凸しており、玢岩は一部細片状を呈し、佐世保層群には割れ目が認められる。また、f-161断層内部にはせん断面は認められない。

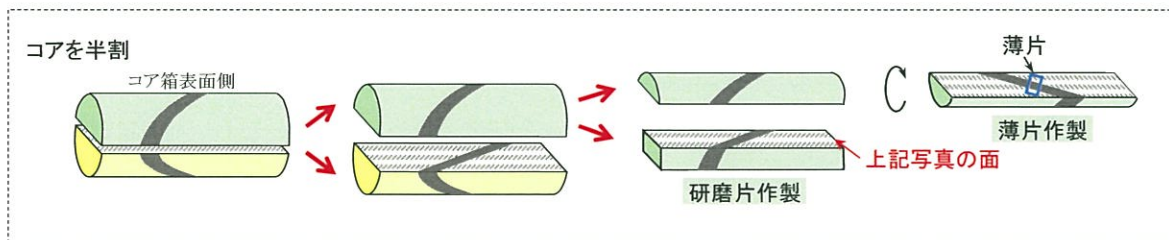
解釈線なし



解釈線あり



0 10cm

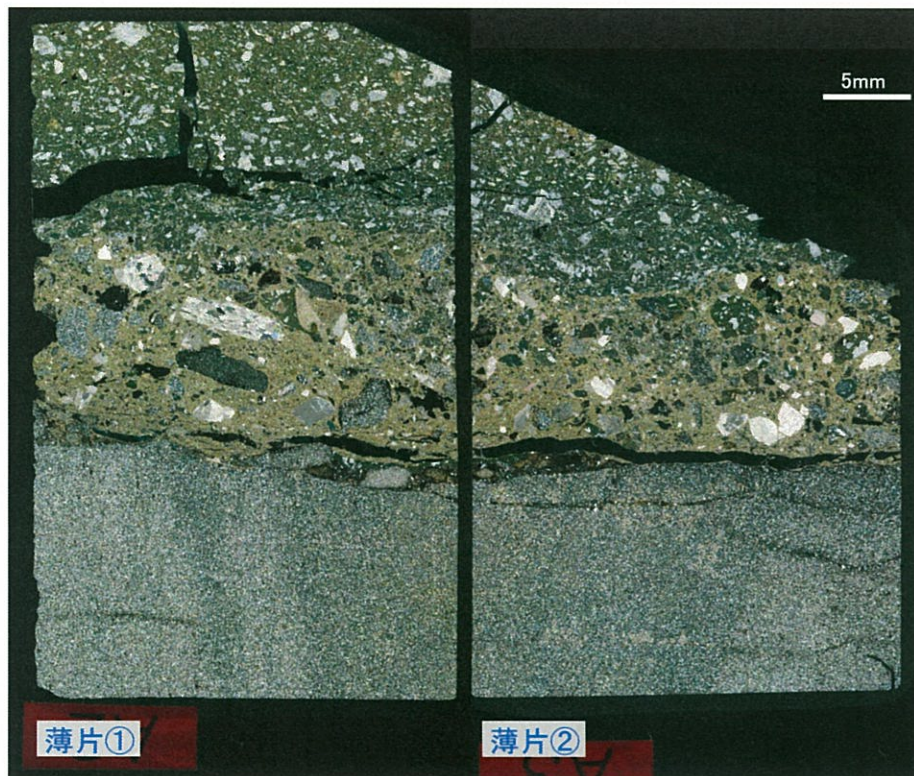


・ 玢岩 A 下盤 詳細観察・分析結果〔薄片観察〕

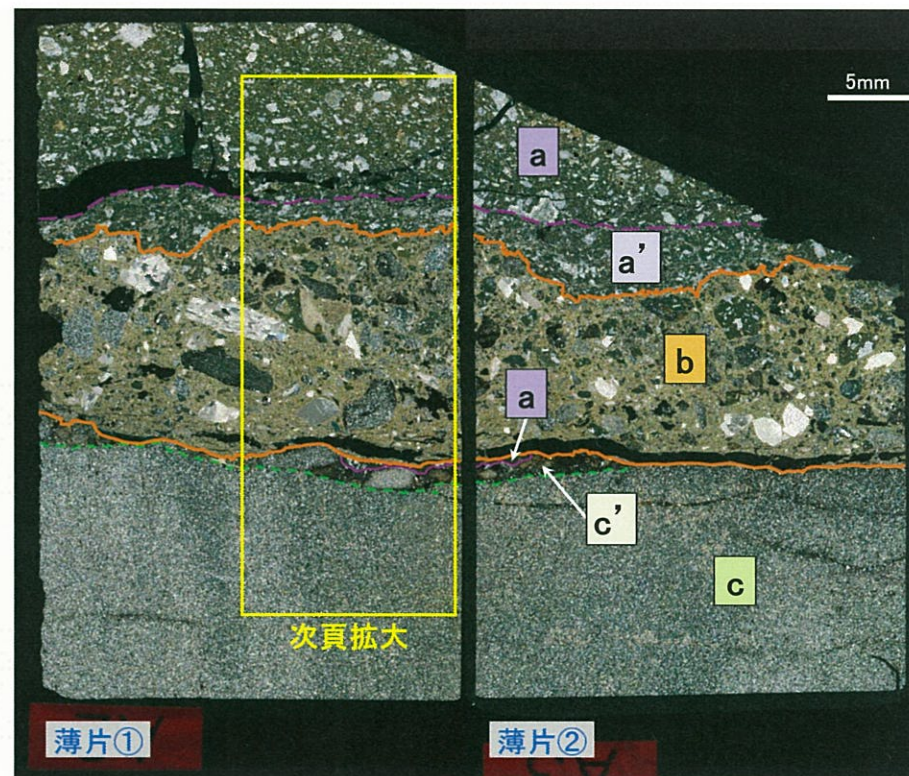
更新

- 薄片観察の結果、f-161の玢岩A下盤境界付近は、詳細コア観察結果と同様に5つのゾーンに区分される。
- f-161断層の上下盤境界は、凹凸しており、玢岩及び佐世保層群に割れ目が認められる。また、f-161断層内部にはせん断面は認められない。
- f-161断層内部の岩片は、玢岩、佐世保層群、方解石片等からなる。
- f-161断層内部の基質は細粒物質からなり、玢岩内部の網目状の割れ目や佐世保層群の割れ目にも同じ細粒物質がみられる。

解釈線なし



解釈線あり

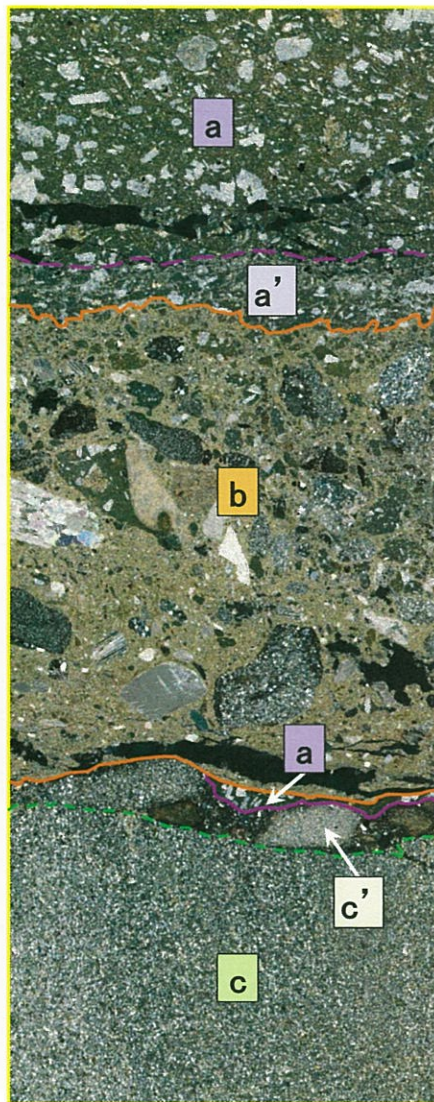


解釈線なし



薄片①拡大

解釈線あり



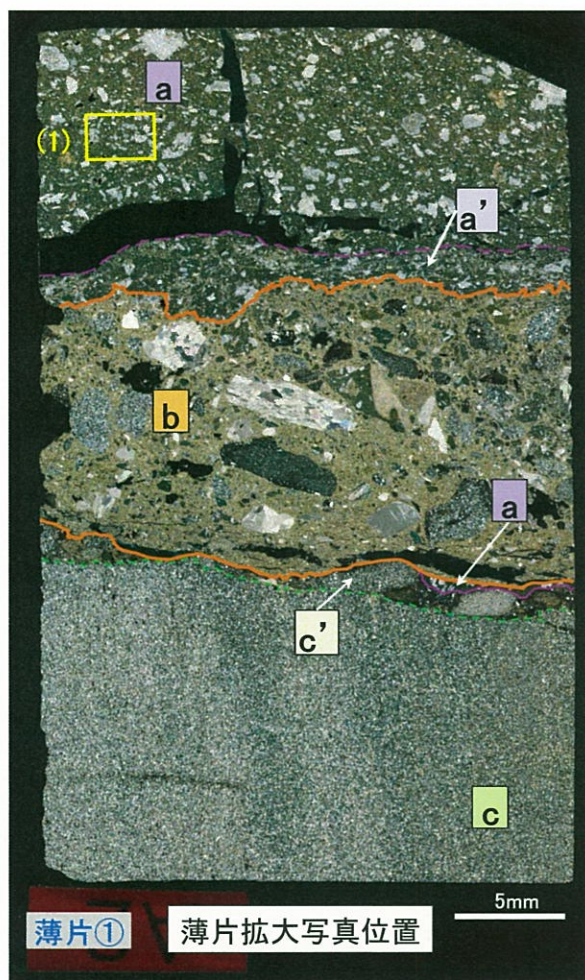
ゾーン区分		記事
a	玢岩 〔堅岩部〕	<ul style="list-style-type: none"> ・斑状組織を呈する。 ・主に斜長石の斑晶と、微細な斜長石を主体とする石基からなる。
a'	玢岩 〔角礫状部〕	<ul style="list-style-type: none"> ・岩片は、玢岩からなる。 ・モザイク状に角礫化した玢岩岩片の周囲の網目状の割れ目には、b: 破碎帯〔f-161断層〕内部の基質と同じ細粒物質と石英等の鉱物片がみられる。 ・ゾーンa、bとの境界は、凹凸している。
b	破碎帯 〔f-161断層〕	<ul style="list-style-type: none"> ・岩片は、玢岩、佐世保層群(砂岩、泥質岩)、方解石片等からなり、ゾーンc' 起源の岩片も認められる。 ・基質は、細粒物質からなる。 ・上下盤境界は、凹凸している。 ・ゾーンb内部には、礫の定向配列は認められず、せん断面は認められない。
a	玢岩〔堅岩部〕 (貫入境界)	<ul style="list-style-type: none"> ・ゾーンc'との境界は、凹凸しており、密着している。
c'	佐世保層群 〔堅岩部 (再固結部)〕	<ul style="list-style-type: none"> ・岩片は、佐世保層群(砂岩、泥質岩)の礫を主体とする。 ・基質はより細かい岩片や石英の鉱物片からなる。 ・ゾーンaとの境界は凹凸しており、密着している。 ・ゾーンb、cとの境界は凹凸している。
c	佐世保層群 〔堅岩部〕	<ul style="list-style-type: none"> ・佐世保層群の細粒砂岩からなる。 ・一部ラミナがみられる。

・ 玢岩 A 下盤 薄片観察 (1) a: 玢岩〔堅岩部〕

更新

【a: 玢岩〔堅岩部〕】

- ・斑状組織を呈する。
- ・斑晶は、主に粒径0.1mm～0.5mm程度の自形の斜長石からなり、それらは変質している。
- ・石基は変質しているものの、形状から初生的には斜長石等と推定される。



ゾーン区分	
a	玢岩〔堅岩部〕
a'	玢岩〔角礫状部〕
b	破碎帯〔f-161断層〕
a	玢岩〔堅岩部〕(貫入境界)
c'	佐世保層群〔堅岩部(再固結部)〕
c	佐世保層群〔堅岩部〕

薄片①

薄片拡大写真位置

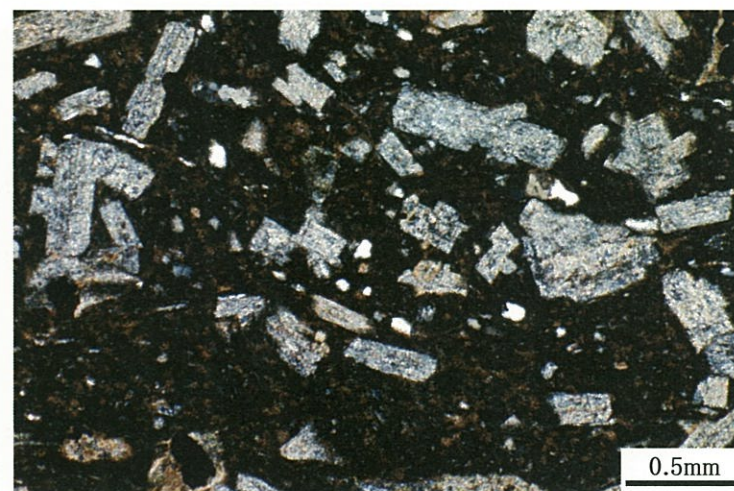
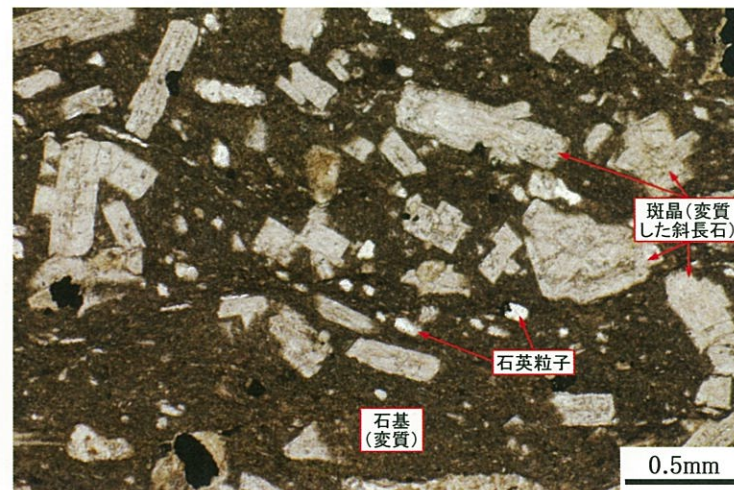
5mm

開放ポラーラ

直交ポラーラ

記事

(1) a: 玢岩〔堅岩部〕



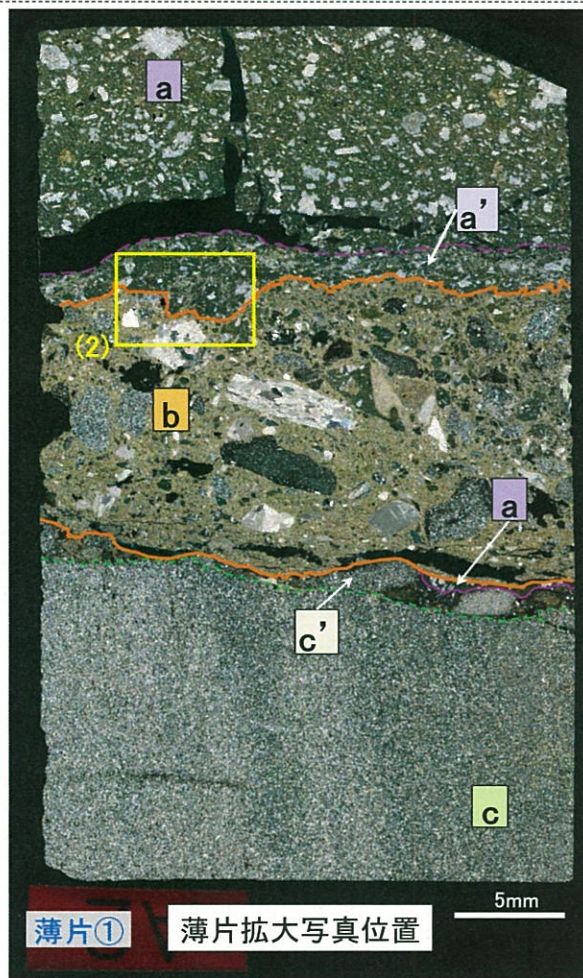
- ・斑状組織を呈する。
- ・斑晶は、主に粒径0.1mm～0.5mm程度の自形の斜長石がみられる。自形の斜長石は変質し、細粒の粘土鉱物等に交代されている。その他、粒径0.1mm程度の石英粒子も斑晶としてみられる。
- ・石基は変質しているものの、形状から初生的には斜長石等と推定される。

・ 玢岩 A 下盤 薄片観察 (2) a' : 玢岩 [角礫状部]

更新

【a' : 玢岩 [角礫状部]】

- ・ 岩片は、玢岩からなる。
- ・ モザイク状に角礫化した玢岩岩片の周囲の網目状の割れ目には、b: 破碎帯 [f-161断層] 内部の基質と同じ細粒物質と石英等の鉱物片がみられる。
- ・ b: 破碎帯 [f-161断層] との境界は、凹凸している。
- ・ a' : 玢岩 [角礫状部] 内部には、せん断面は認められない。



薄片①

薄片拡大写真位置

ゾーン区分	
a	玢岩 [堅岩部]
a'	玢岩 [角礫状部]
b	破碎帯 [f-161断層]
a	玢岩 [堅岩部] (貫入境界)
c'	佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)]
c	佐世保層群 [堅岩部]

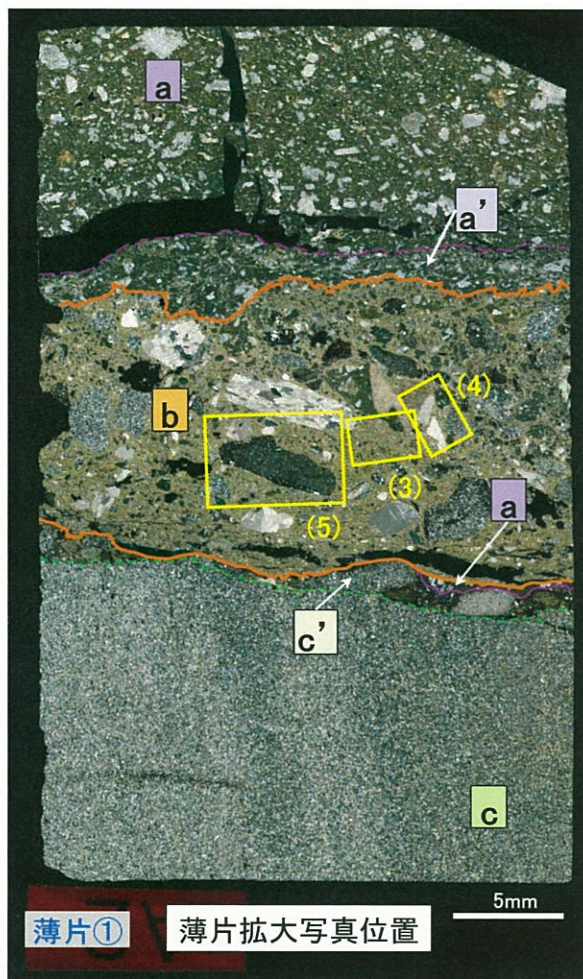
(2) a' : 玢岩 [角礫状部]	
開放ポラー	
直交ポラー	
記事	<p>・ 玢岩は、モザイク状に角礫化している。また、角礫状の玢岩は堅岩部と同様に、斑状組織を呈し、斑晶の斜長石及び石英は変質している。</p> <p>・ 網目状の割れ目は、細粒物質 (粘土鉱物等) 及び石英等の鉱物片が埋めている。また、細粒物質は、b: 破碎帯 [f-161断層] 内部の基質と同じものである。</p>

・ 玢岩 A 下盤 薄片観察 (3) b: 破碎帯 [f-161断層]

更新

【b: 破碎帯[f-161断層]】

- ・ 岩片は、玢岩、佐世保層群、方解石片等からなり、c': 佐世保層群〔堅岩部(再固結部)〕起源の岩片も認められる。
- ・ 基質は、細粒物質からなる。
- ・ b: 破碎帯[f-161断層]内部には、礫の定向配列は認められず、せん断面は認められない。



ゾーン区分	
a	玢岩 〔堅岩部〕
a'	玢岩 〔角礫状部〕
b	破碎帯 〔f-161断層〕
a	玢岩〔堅岩部〕 〔貫入境界〕
c'	佐世保層群 〔堅岩部(再固結部)〕
c	佐世保層群 〔堅岩部〕

(3) b: 破碎帯[f-161断層]	
開放ポラー	
直交ポラー	
記事	<ul style="list-style-type: none"> ・ 岩片は、砂岩・泥質岩・玢岩の岩片、石英や方解石の鉱物片からなり、その粒径は粗粒～細粒と変化に富む。 ・ 基質は、細粒物質からなる。 ・ 礫の定向配列は認められず、せん断面は認められない。

(4) b: 破碎帯 [f-161 断層]	
開放ポララー	
直交ポララー	
記事	<p>・ 岩片は、方解石の鉍物片、砂岩の岩片、玢岩の岩片等からなる。</p>

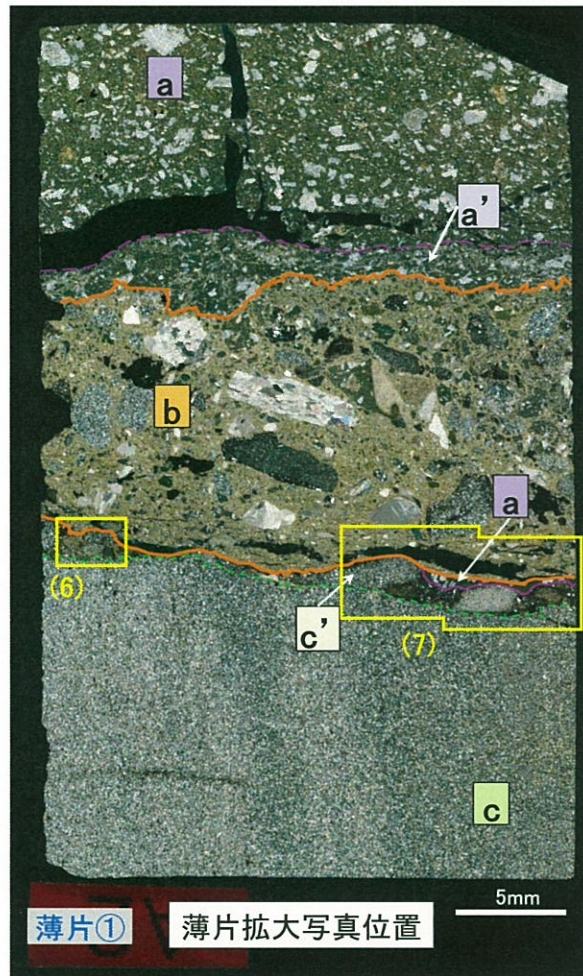
(5) b: 破碎帯 [f-161 断層]	
開放ポララー	
直交ポララー	
記事	<p>・ 岩片は、c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)] 起源の岩片、砂岩の岩片、方解石の鉍物片等からなる。</p>

・ 玢岩 A 下盤 薄片観察 (6) c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)]

更新

【c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)]】

- ・ 岩片は、佐世保層群の礫を主体とする。
- ・ 基質は、より細かい岩片や石英の鉱物片からなる。
- ・ b: 破碎帯 [f-161断層] との境界は凹凸している。
- ・ c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)] 内部には、せん断面は認められない。



ゾーン区分	
a	玢岩 [堅岩部]
a'	玢岩 [角礫状部]
b	破碎帯 [f-161断層]
a	玢岩 [堅岩部] (貫入境界)
c'	佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)]
c	佐世保層群 [堅岩部]

(6) c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)]	
開放ポラー	
直交ポラー	
記事	<ul style="list-style-type: none"> ・ c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)] は、岩片の周囲 (外縁) が黒色化しており、熱の影響を受けているものと推定される。 ・ c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)] は、c : 佐世保層群 [堅岩部] と密着している。 ・ c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)] と b : 破碎帯 [f-161断層] の細粒物質との境界は凹凸している。

・ 玢岩 A 下盤 薄片観察 (7) c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)]

更新

【c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)]】

- ・ b: 破碎帯 [f-161断層] との間に一部 a: 玢岩 [堅岩部] が認められ、c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)] との境界が玢岩貫入境界である。
- ・ 貫入境界は凹凸しており、密着している。
- ・ c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)] 内部には、せん断面は認められない。

(7) c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)]

開放ポーラー

直交ポーラー

直交ポーラー

記事

- ・ c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)] は、岩片の周囲 (外縁) が黒色化しており、熱の影響を受けているものと推定される。
- ・ c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)] の基質には、より細かい岩片や石英の鉱物片がみられる。
- ・ a: 玢岩 [堅岩部] (貫入境界) と c' : 佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)] の間の貫入境界は、砂岩・泥質岩の岩片に沿って凹凸しており、密着している。

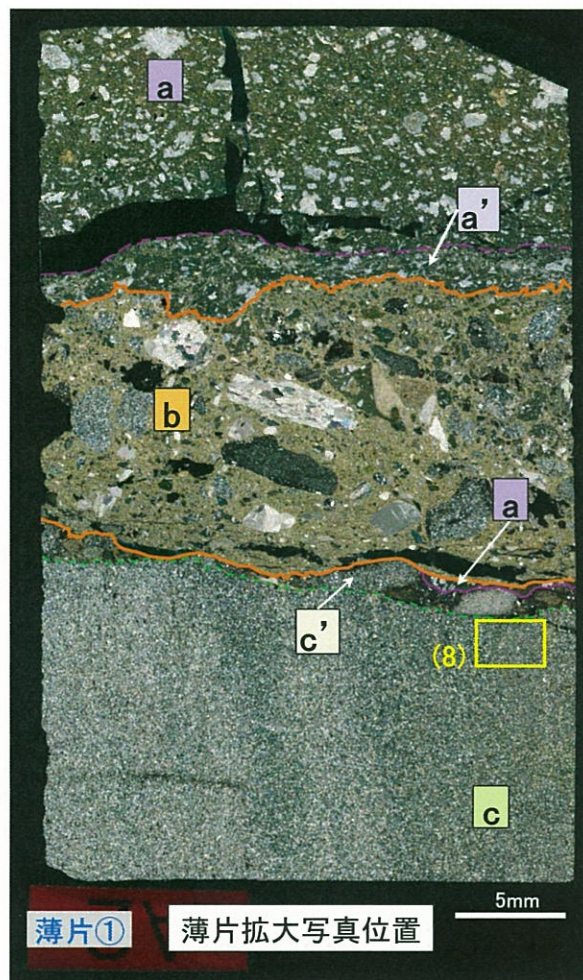
ゾーン区分	
a	玢岩 [堅岩部]
a'	玢岩 [角礫状部]
b	破碎帯 [f-161断層]
a	玢岩 [堅岩部] (貫入境界)
c'	佐世保層群 [堅岩部 (再固結部)]
c	佐世保層群 [堅岩部]

・ 玢岩 A 下盤 薄片観察 (8) c: 佐世保層群 [堅岩部]

更新

【c: 佐世保層群[堅岩部]】

・ 粒径0.05mm程度の石英粒子を主体とした、淘汰の良い細粒砂岩である。



ゾーン区分	
a	玢岩 [堅岩部]
a'	玢岩 [角礫状部]
b	破碎帯 [f-161断層]
a	玢岩[堅岩部] (貫入境界)
c'	佐世保層群 [堅岩部(再固結部)]
c	佐世保層群 [堅岩部]

薄片①

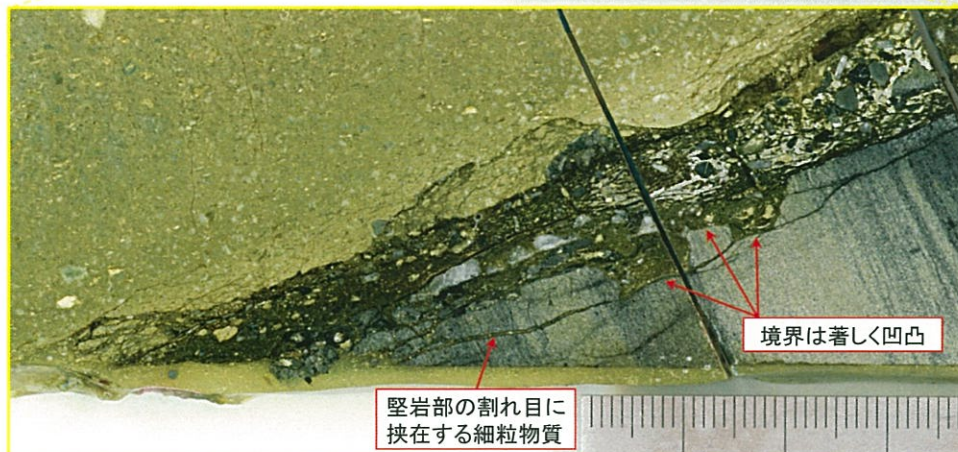
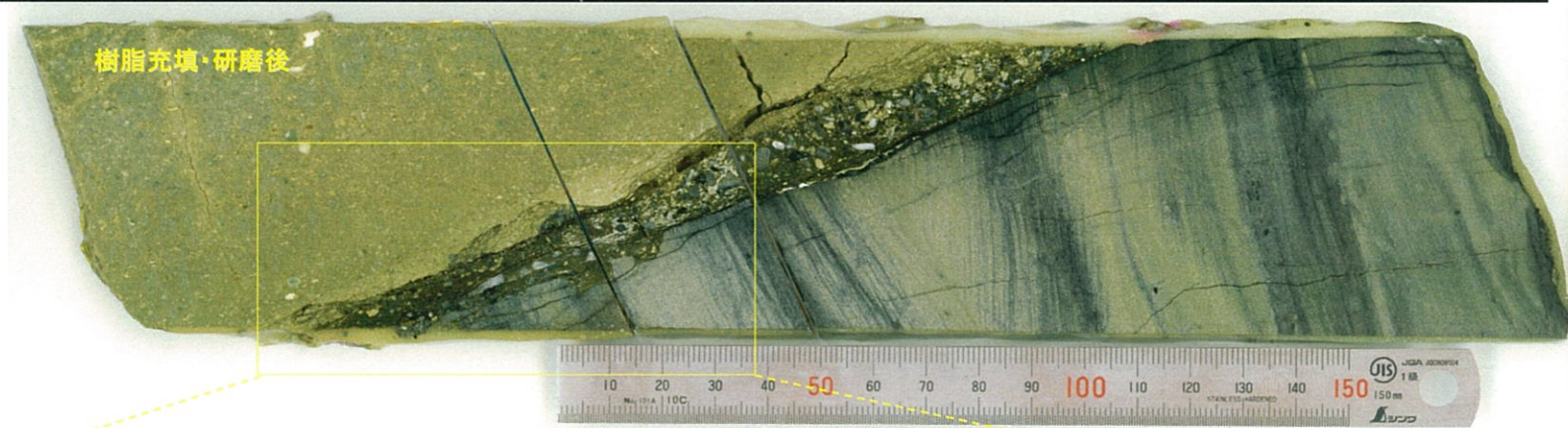
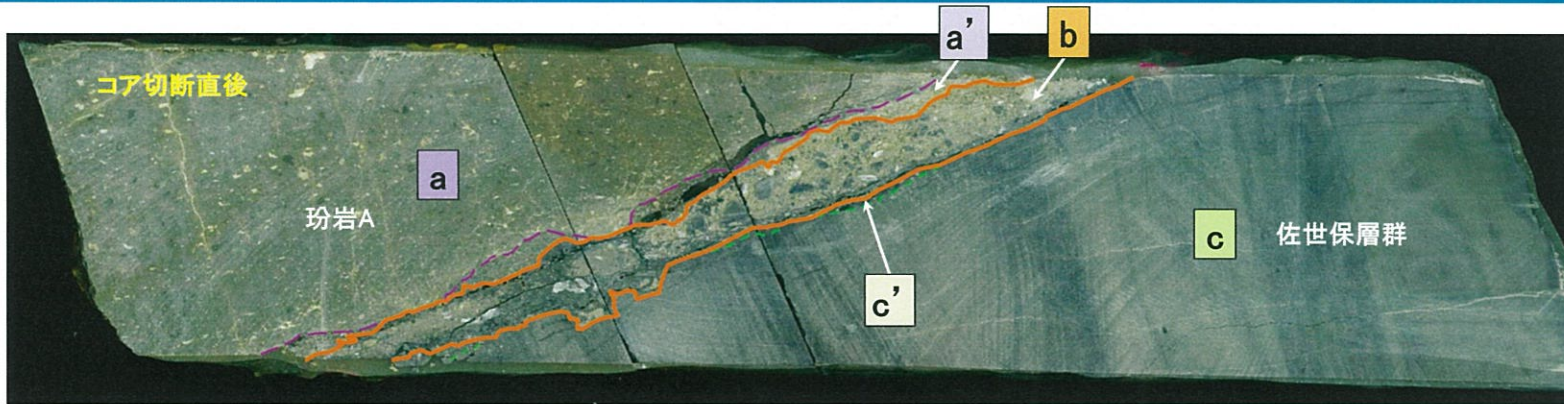
薄片拡大写真位置

5mm

(8) c: 佐世保層群[堅岩部]	
開放ポラー	
直交ポラー	
記事	<p>・ 粒径0.05mm程度の石英粒子を主体とした、淘汰の良い細粒砂岩である。また、一部にラミナがみられる。</p>

・ (補足) 研磨片観察 c:佐世保層群〔堅岩部〕

更新



○ 佐世保層群〔堅岩部〕とf-161断層の境界は著しく凹凸し、佐世保層群〔堅岩部〕の割れ目には、f-161断層内部の基質と同じ細粒物質がみられる。

・ 玢岩 A 下盤 詳細観察 ・ 分析結果〔XRD分析〕

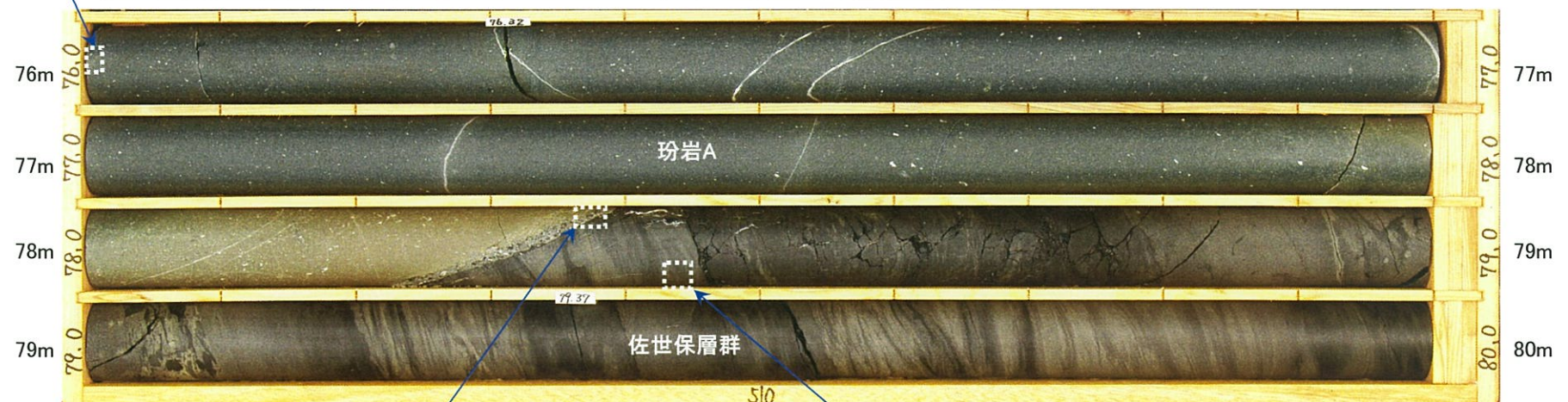
更新

- f-161断層内部及び上下盤の堅岩部からサンプリングを行い、XRD分析を実施した。
- XRD分析の結果、f-161断層内部の基質は、石英、方解石、カオリナイトを主体とし、その他に斜長石、緑泥石、イライト及びス멕タイトを含む。
- 一方、玢岩〔堅岩部〕は、斜長石及び石英を主体とし、その他に方解石、緑泥石、イライト及びス멕タイトを含む。また、佐世保層群〔堅岩部〕の砂岩は、石英を主体とし、その他に斜長石、緑泥石及びイライトを含む。両堅岩部において、カオリナイトは検出されない。

XRD分析試料採取範囲

a: 玢岩〔堅岩部〕

(傾斜90°) 深度76.00m~80.00m(EL.-51.47m~-55.47m)

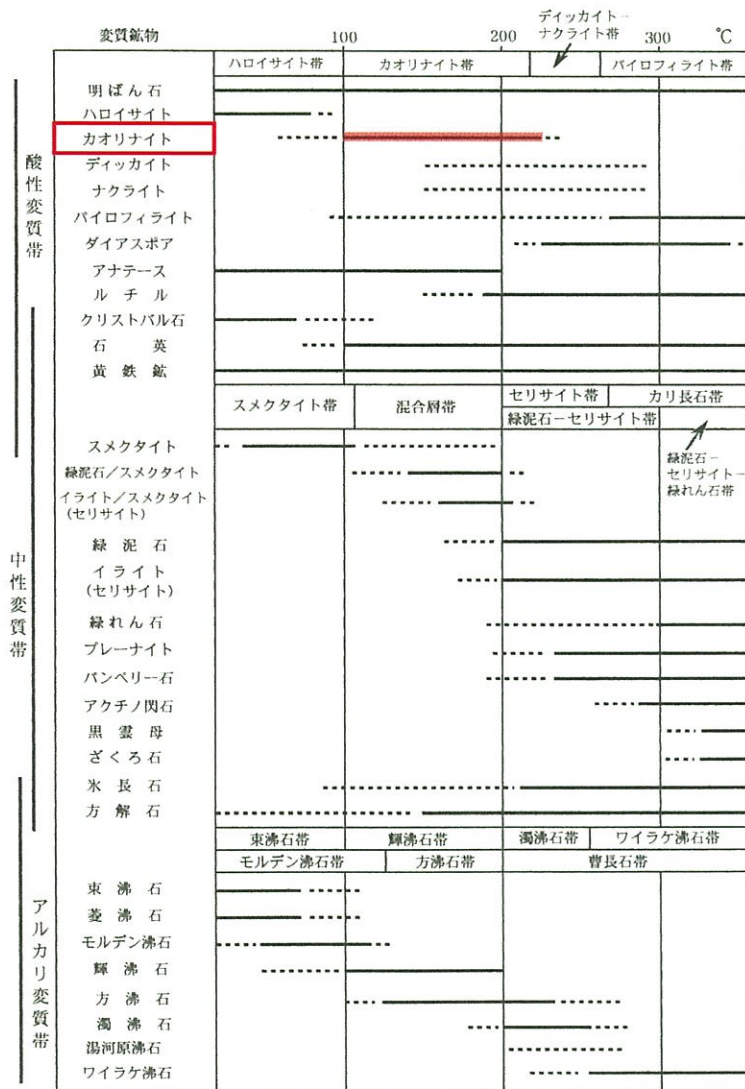


XRD分析試料採取範囲
b: 破碎帯〔f-161断層〕

XRD分析試料採取範囲
c: 佐世保層群〔堅岩部〕

・ 玢岩 A 下盤 詳細観察・分析結果〔XRD分析〕

更新



玢岩A下盤付近で確認される主な熱水変質鉱物

図V-35 温度と熱水溶液の相違による変質鉱物の生成環境 ここに示した各変質帯の形成温度は一応の目安である。Inoue(1995)；井沢(1996)をもとに編集

*吉村(2001)⁽³⁾に一部加筆

X線回折分析結果(全岩分析、定方位分析)

孔番	玢岩番号 位置	分析対象	鉱物名						
			石英	斜長石	方解石	カオリナイト	緑泥石	イライト	スメクタイト
		a: 玢岩 [堅岩部]	○	◎	△		△	+	+
	玢岩A 下盤付近	b: f-161断層 内部の基質※	○	△	○	○	+	+	・
		c: 佐世保層群 [堅岩部] 砂岩	◎	○			△	△	

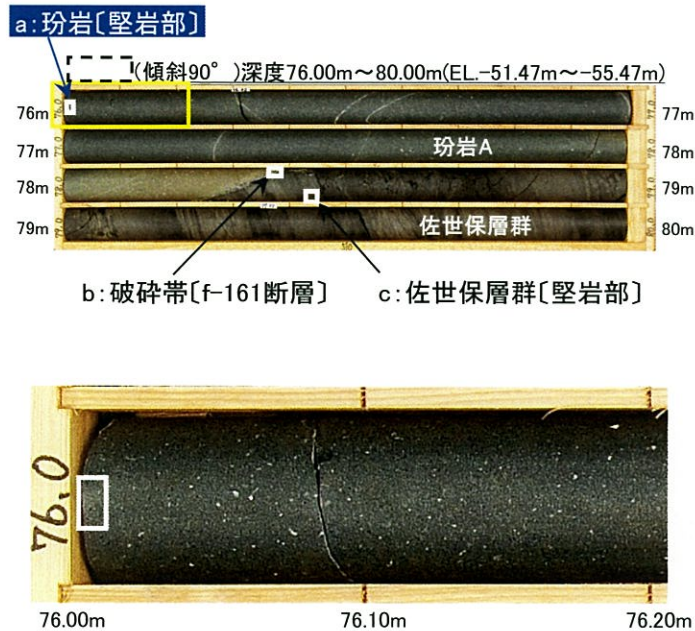
凡例: ◎多量 ○中量 △少量 +微量 ・極微量
※分析試料が微量なため、全岩分析のピーク強度は全体的に小さい。

- f-161断層内部の基質では、玢岩及び佐世保層群の堅岩部で検出されている鉱物以外に、両堅岩部では検出されていないカオリナイトが比較的多く検出されている。
- 吉村(2001)⁽³⁾によると、カオリナイトを含むカオリン鉱物は、長石等の熱水変質作用及び陸上風化作用の産物として産出し、塩基が溶脱するような酸性の熱水条件下で生成し、地表環境下では弱酸性の地表水による加水分解で生じるとされている。
- f-161断層内部には褐色化等の風化の影響は見られないことから、f-161断層内部の基質に含まれるカオリナイトは、熱水性の粘土鉱物であると判断される。

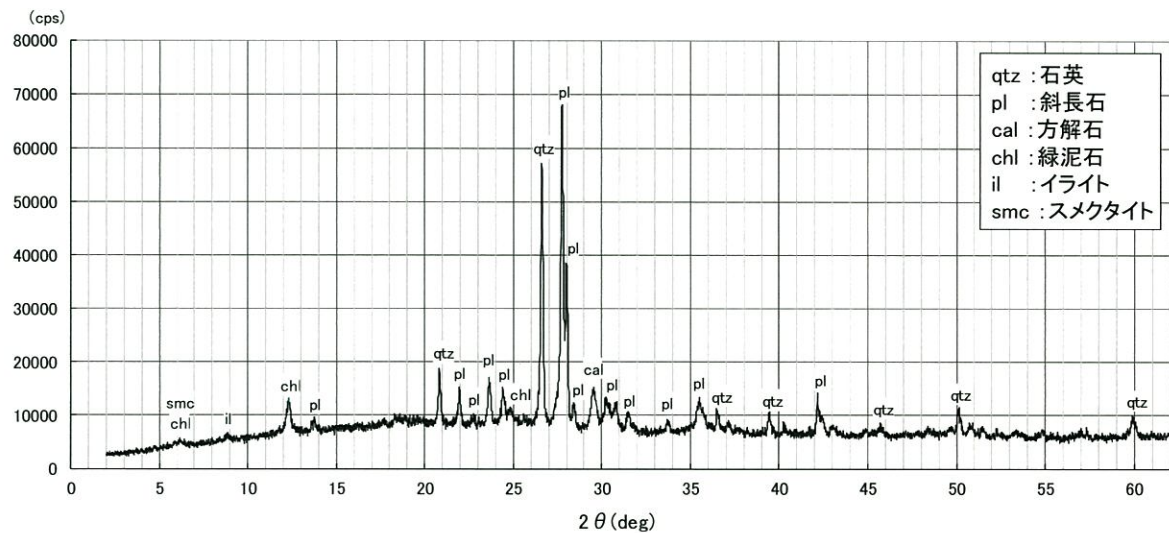
・ 玢岩 A 下盤 詳細観察・分析結果〔XRD分析〕

更新

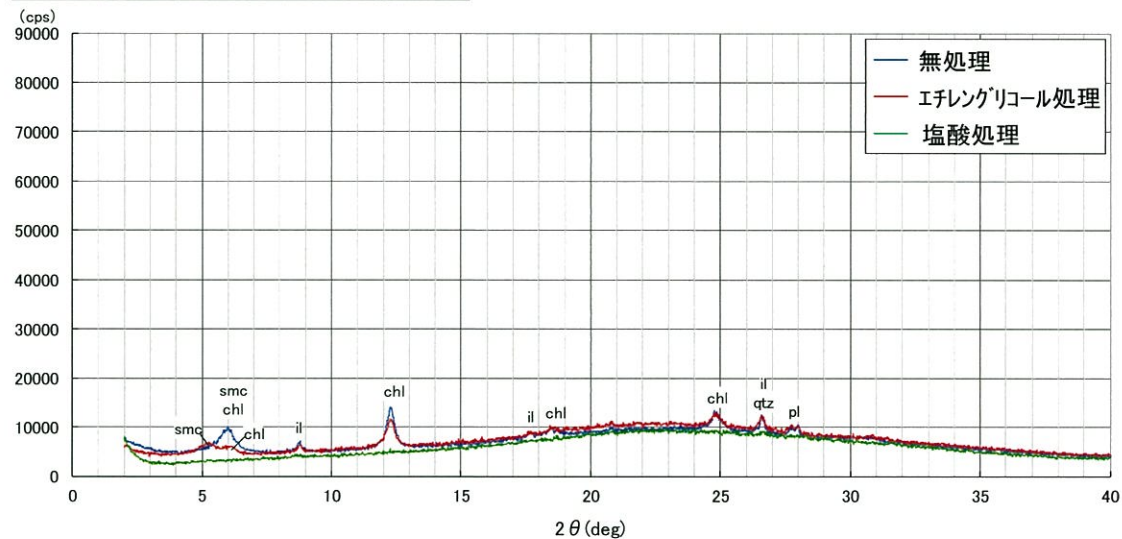
○ 玢岩〔堅岩部〕は、斜長石及び石英を主体とし、その他に方解石、緑泥石、イライト及びスメクタイトを含む。



(1)全岩分析



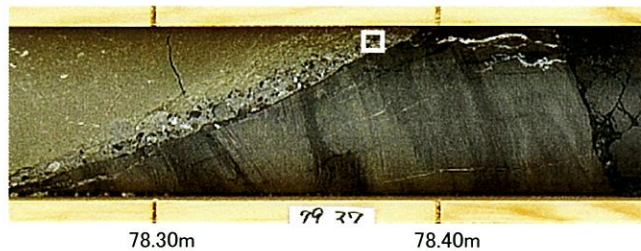
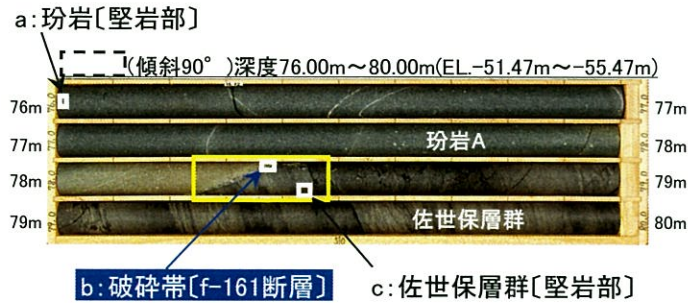
(2)定方位分析 (2μm以下の粘土分)



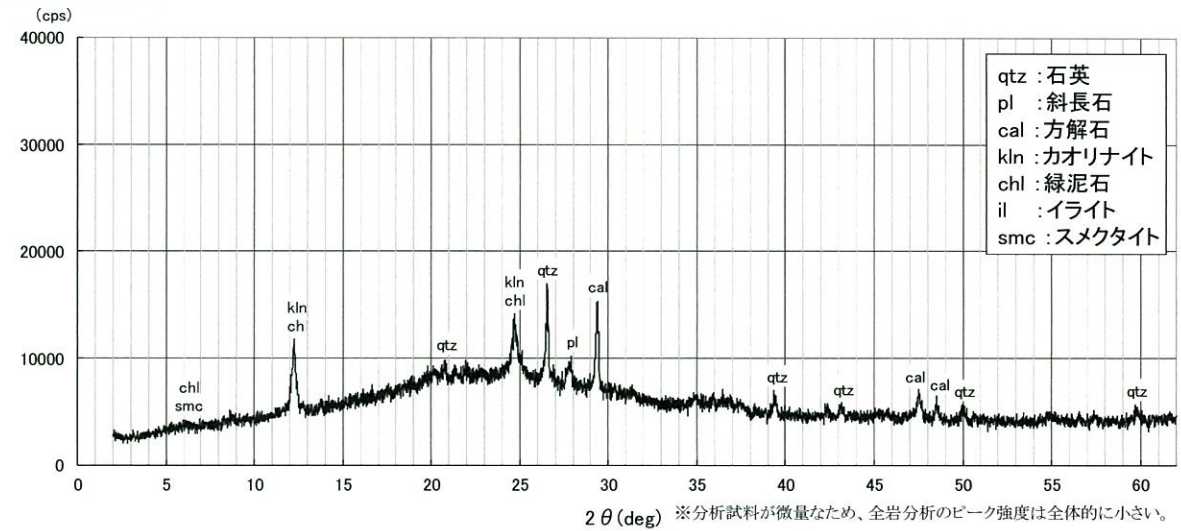
・ 玢岩 A 下盤 詳細観察・分析結果〔XRD分析〕

更新

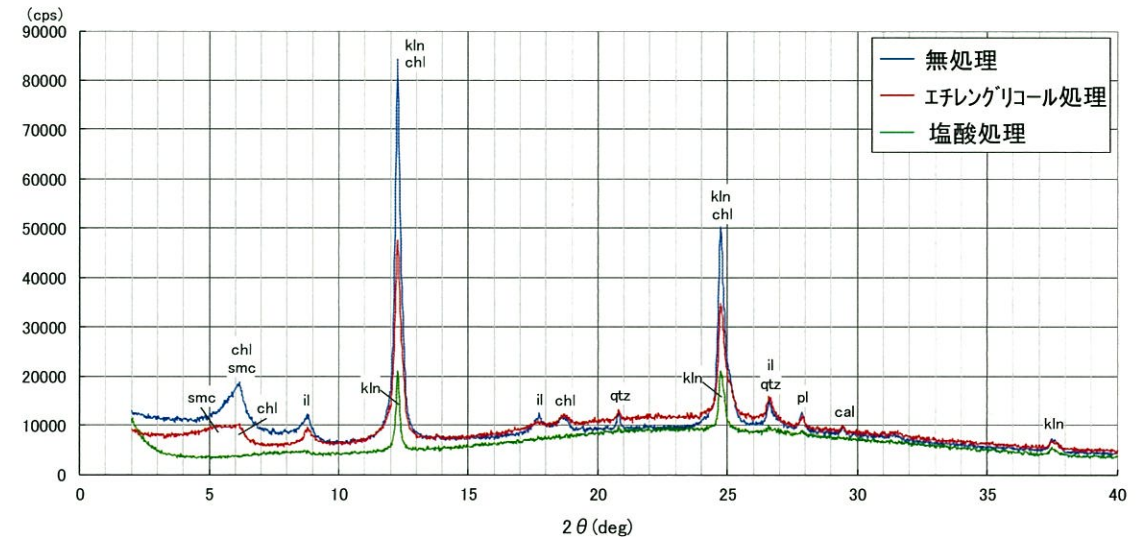
○ f-161断層内部の基質は、石英、方解石、カオリナイトを主体とし、その他に斜長石、緑泥石、イライト及びスメクタイトを含む。



(1)全岩分析※



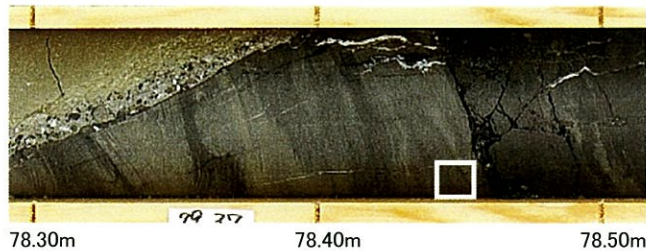
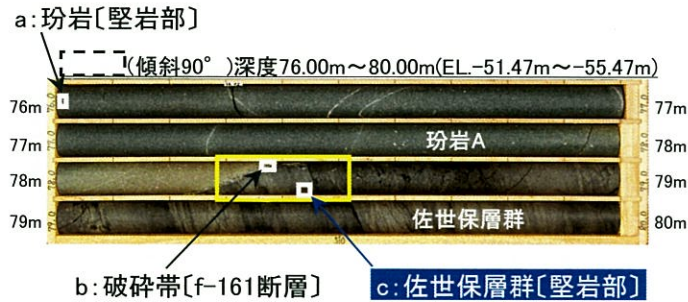
(2)定方位分析 (2μm以下の粘土分)



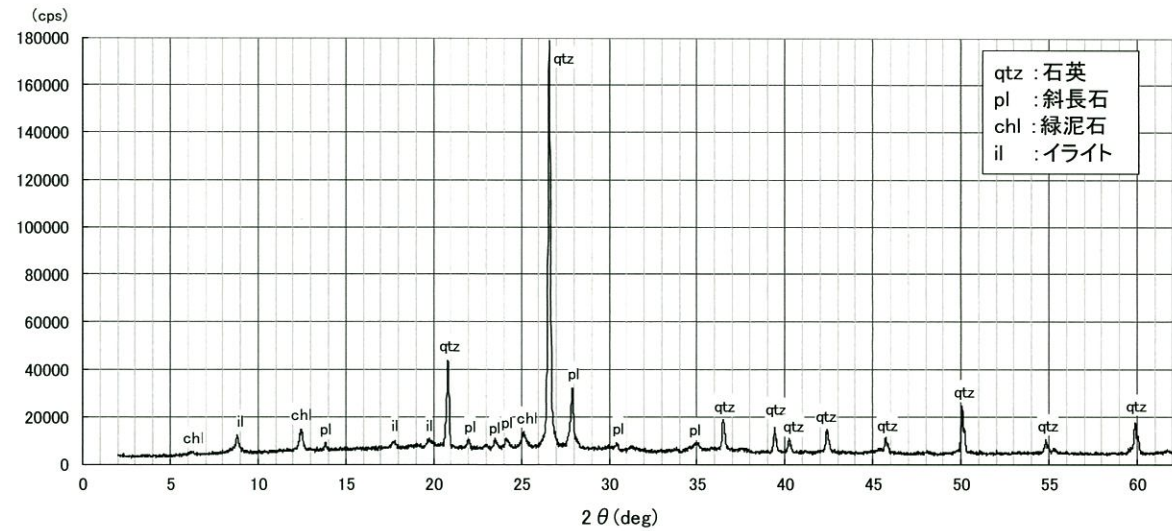
・ 玢岩 A 下盤 詳細観察 ・ 分析結果 [XRD分析]

更新

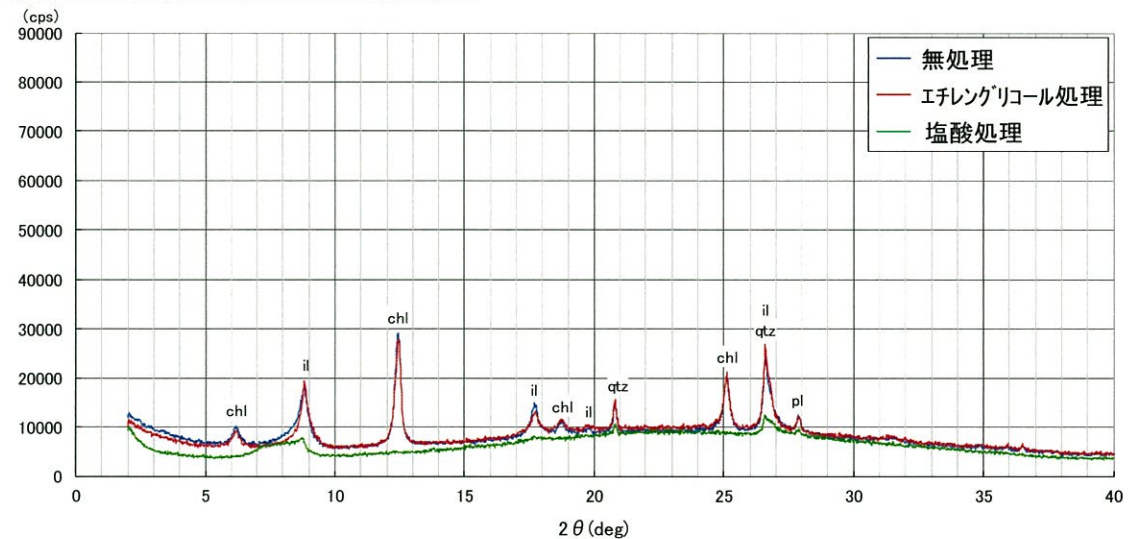
○ 佐世保層群[堅岩部]の砂岩は、石英を主体とし、その他に斜長石、緑泥石及びイライトを含む。



(1)全岩分析



(2)定方位分析 (2μm以下の粘土分)





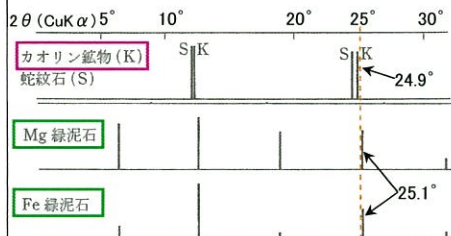
余 白

・ (補足) f-161断層内部の基質に含まれるカオリナイトと緑泥石の判別について

追加

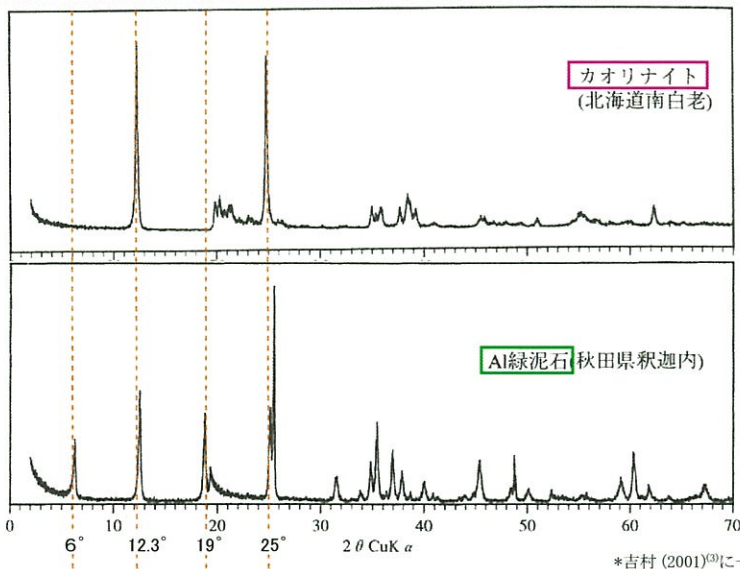
①XRD分析(全岩分析)

〔カオリナイトと緑泥石のX線回折パターン(底面反射模式図)〕



・白水(2010)⁽⁴⁾:カオリン鉱物と緑泥石が混在する場合には、7Å反射*では両者の判別は困難であるが、3.5Å反射はカオリン鉱物ではCuKαで24.9°、緑泥石では約25.1°に現れるので、回折線がシャープであれば両鉱物の有無を判定できる。
*7Å反射は12.3°付近に現れる。
*白水(2010)⁽⁴⁾に一部加筆

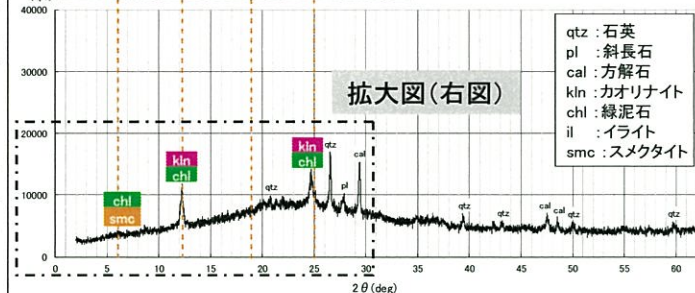
参考文献



*吉村(2001)⁽³⁾に一部加筆

分析結果(全岩分析)

f-161断層内部の基質(全岩分析)



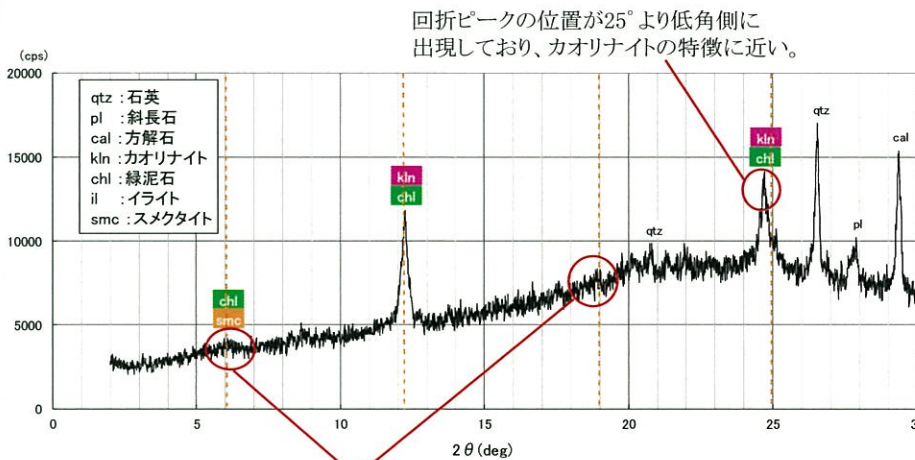
拡大図(右図)

qtz : 石英
pl : 斜長石
cal : 方解石
kin : カオリナイト
chl : 緑泥石
il : イライト
smc : スメクタイト

- カオリナイトは12.3° 付近及び25° 付近に回折ピークが出現する鉱物であるのに対して、緑泥石は上記の回折角度に加えて6° 付近及び19° 付近にも回折ピークが出現する鉱物である。
- 今回の分析結果では、6° 付近及び19° 付近には明瞭なピークは認められない。
- 25° 付近に出現する回折ピークの位置が、25° よりも低角側を示しており、白水(2010)⁽⁴⁾を参考にすると、カオリナイトの特徴を有していると考えられる。
- 以上の結果から、f-161断層内部の基質に含まれる粘土鉱物としては、緑泥石は回折ピークが出現するほど顕著な量ではなく、カオリナイトが比較的多く含まれているものと推定される。

拡大図

f-161断層内部の基質(全岩分析)【縦軸横軸スケール拡大】



回折ピークの位置が25°より低角側に出現しており、カオリナイトの特徴に近い。

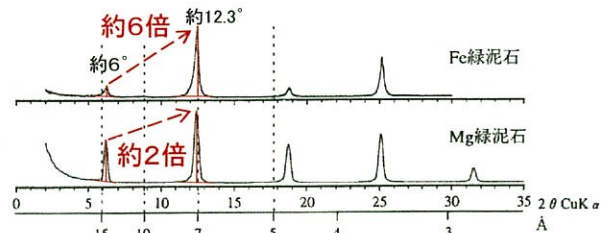
回折角度6° 付近及び19° 付近の位置には、明瞭な回折ピークは認められない。(定方位分析の結果から、6° 付近のブロードピークには、緑泥石のほかにスメクタイトのピークが重複しているものと考えられる。)

・ (補足) f-161断層内部の基質に含まれるカオリナイトと緑泥石の判別について

追加

①XRD分析(定方位分析)

〔緑泥石のピーク高さの比〕



図IV-3 各種粘土鉱物の定方位X線回折パターン

*吉村(2001)⁹⁾に一部加筆

・6°付近のピークと12.3°付近のピークの高さの比は、
Mg緑泥石 約2倍
Fe緑泥石 約6倍

参考文献

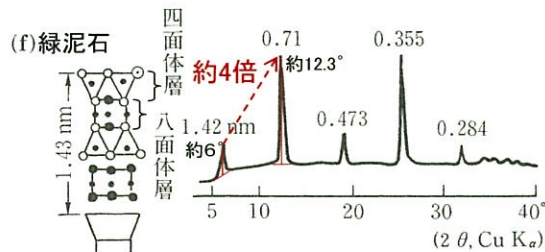


図-4.7.2 主要な粘土鉱物の構造とX線解析パターン例

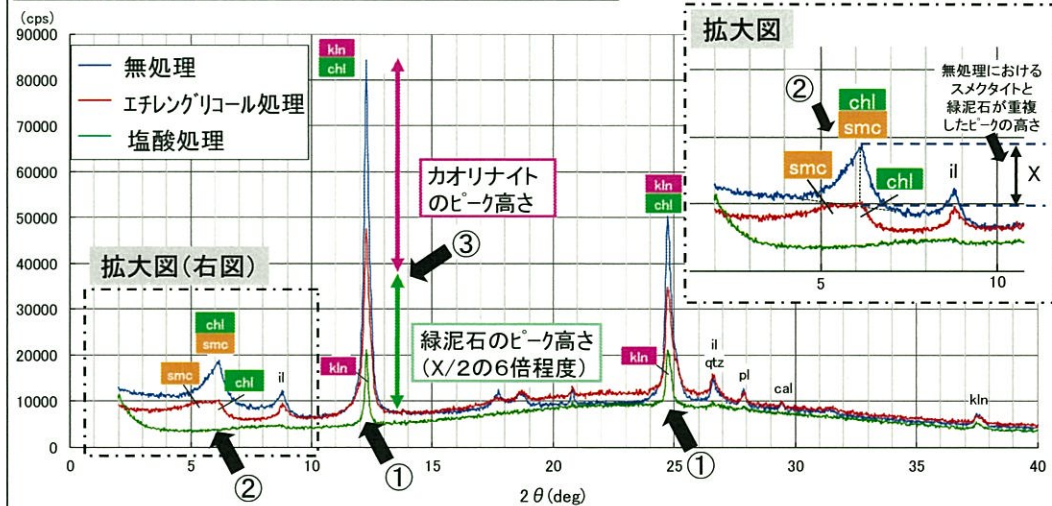
*地盤工学会⁶⁾に一部加筆

・6°付近のピークと12.3°付近のピークの高さの比は、
緑泥石 約4倍
(化学組成の記載なし)

・既往文献を参考にすると、6°付近と12.3°付近の回折ピークの高さの比は、2~6倍程度と読み取れる。

- 塩酸処理を行った結果、2μm以下の粘土分にはカオリナイトが含まれている。
- カオリナイトと緑泥石のピークが重複する12.3°付近の回折ピークの高さを検討したところ、緑泥石に比べてカオリナイトのほうが大きい割合を占めているものと考えられる。

f-161断層内部の基質(定方位分析)(2μm以下の粘土分)



分析結果(定方位分析)

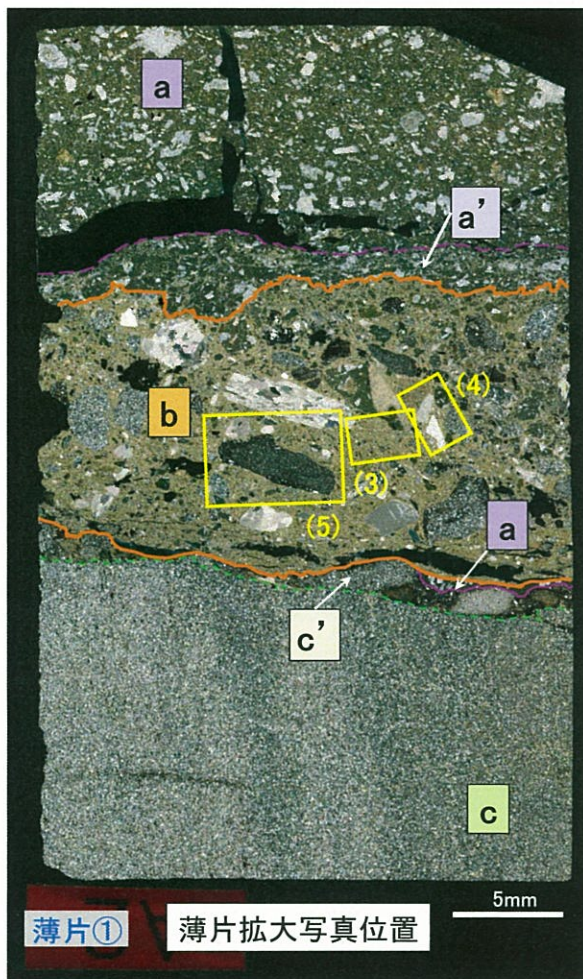
表 定方位分析(2μm以下の粘土分)における検討内容

	検討内容
①	塩酸処理の結果(緑線)、全体的なピーク強度は低下しているものの、回折角度12.3°付近及び25°付近の回折ピークは残存しているため、カオリナイト(kln)が含まれると考えられる。
②	エチレングリコール処理の結果(赤線)、スメクタイト(smc)の6°付近のピークが5°付近に移動しており、ピークの形状から緑泥石(chl)及びスメクタイト(smc)のピーク高さをほぼ同程度と仮定し、無処理の分析結果(青線)における6°付近のピークの高さを緑泥石(chl)とスメクタイト(smc)とで半分ずつ分配した。(緑泥石(chl)の6°付近のピーク高さは拡大図に示すXのおよそ半分(=X/2)と仮定)
③	既往文献を参考に、無処理の分析結果(青線)における緑泥石(chl)の12.3°付近のピーク高さを②で求めたX/2の6倍程度と想定した場合、12.3°付近のピーク高さに占める割合が、緑泥石(chl)のピーク高さに比べてカオリナイト(kln)のほうが大きいものと考えられる。

・ (補足) f-161断層内部の基質に含まれるカオリナイトと緑泥石の判別について

②薄片観察

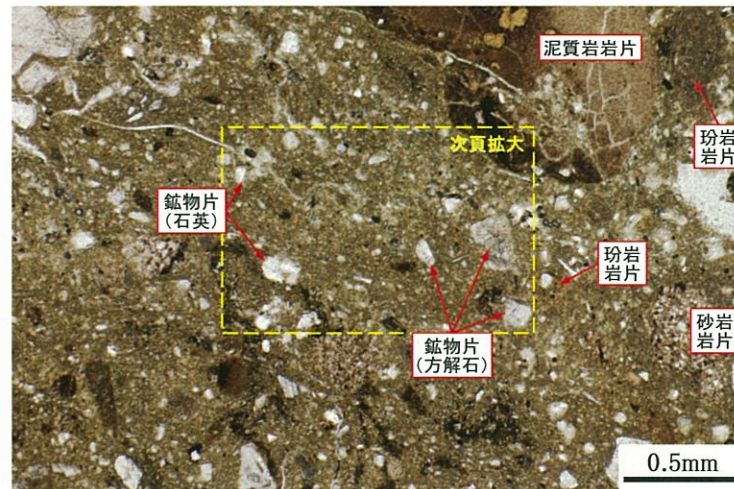
○ f-161断層内部の基質の細粒物質は、微細な鉱物の集合体であり、XRD分析で検出されたカオリナイト、緑泥石、イライト、スメクタイト等の粘土鉱物の種類は明確に同定できない。



薄片① 薄片拡大写真位置

ゾーン区分	
a	玢岩 [堅岩部]
a'	玢岩 [角礫状部]
b	破碎帯 [f-161断層]
a	玢岩[堅岩部] (貫入境界)
c'	佐世保層群 [堅岩部(再固結部)]
c	佐世保層群 [堅岩部]

(3) b: 破碎帯[f-161断層]



開放
ポーラー



直交
ポーラー

記事

・ 岩片は、砂岩・泥質岩・玢岩の岩片、石英や方解石の鉱物片からなり、その粒径は粗粒～細粒と変化に富む。
 ・ 基質は、細粒物質からなる。
 ・ 礫の定向配列は認められず、せん断面は認められない。

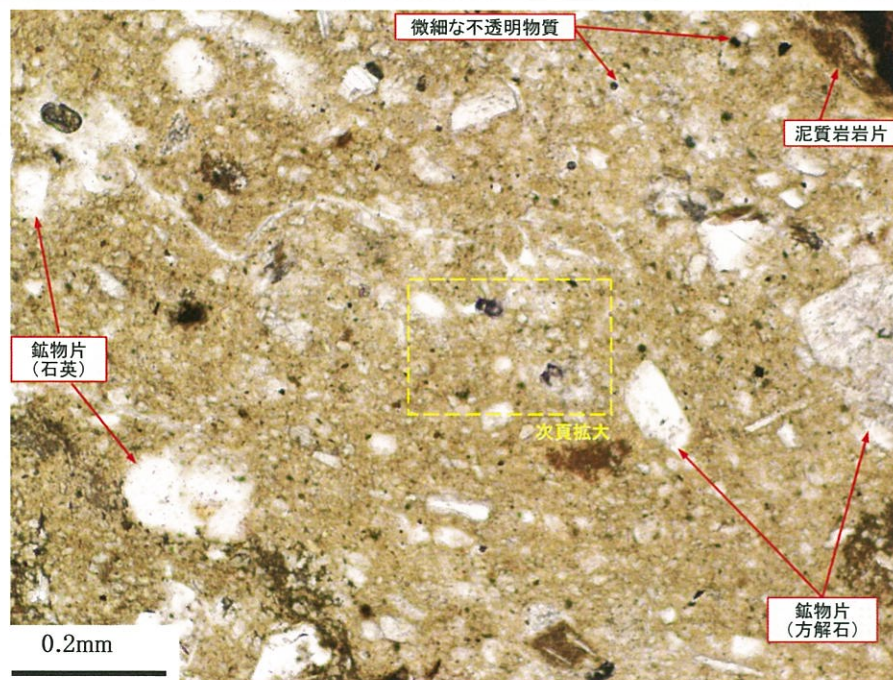
・ (補足) f-161断層内部の基質に含まれるカオリナイトと緑泥石の判別について

追加

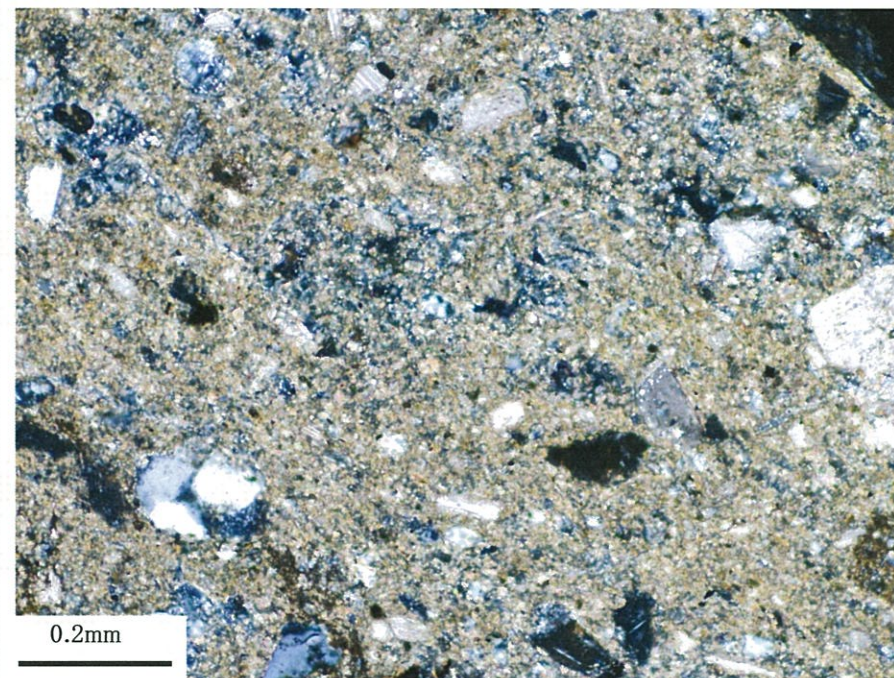
②薄片観察

○ f-161断層内部には、石英や方解石の鉱物片等の種々の岩片や微細な不透明物質がみられる。

(3) b: 破碎帯[f-161断層]【拡大】



開放ポーラー



直交ポーラー

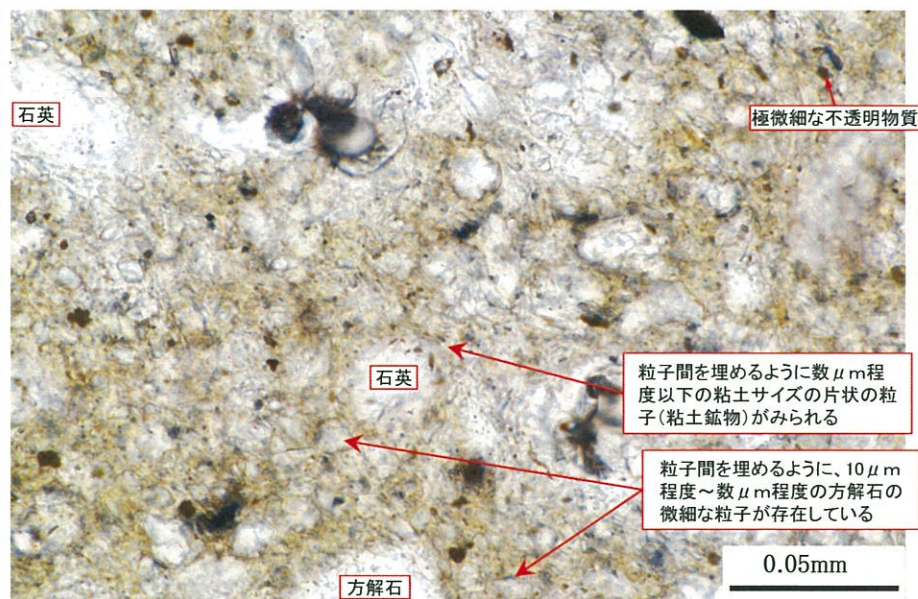
・ (補足) f-161断層内部の基質に含まれるカオリナイトと緑泥石の判別について

追加

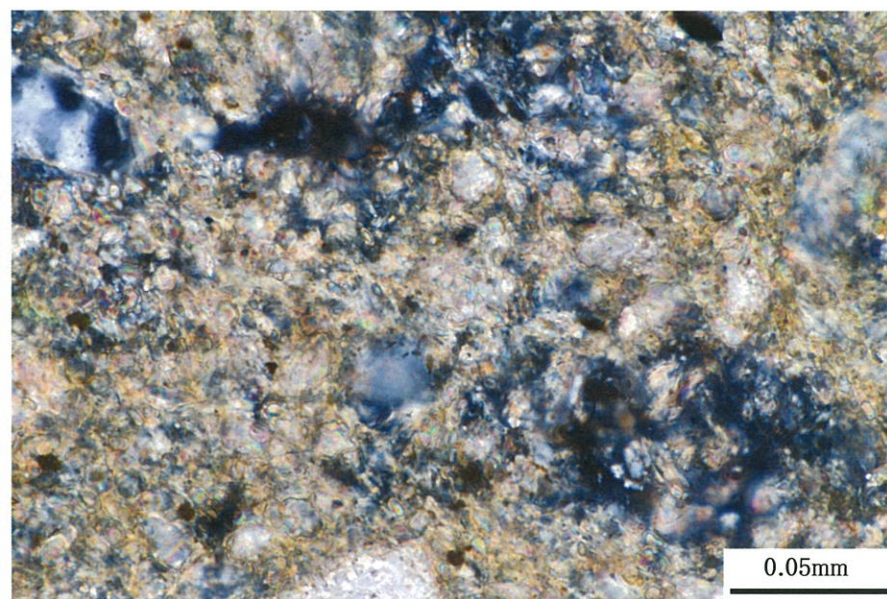
②薄片観察

- f-161断層内部の基質中の細粒物質には、石英や方解石の粒子がみられ、それらを埋めるように10 μ m程度～数 μ m程度の方解石の微細な粒子や数 μ m程度の極微細な不透明物質が存在している。
- また、更にそれらの粒子間を埋めるように数 μ m程度以下の粘土サイズの片状の粒子(粘土鉱物)がみられる。

(3) b: 破碎帯[f-161断層]【拡大】



開放ポーラー



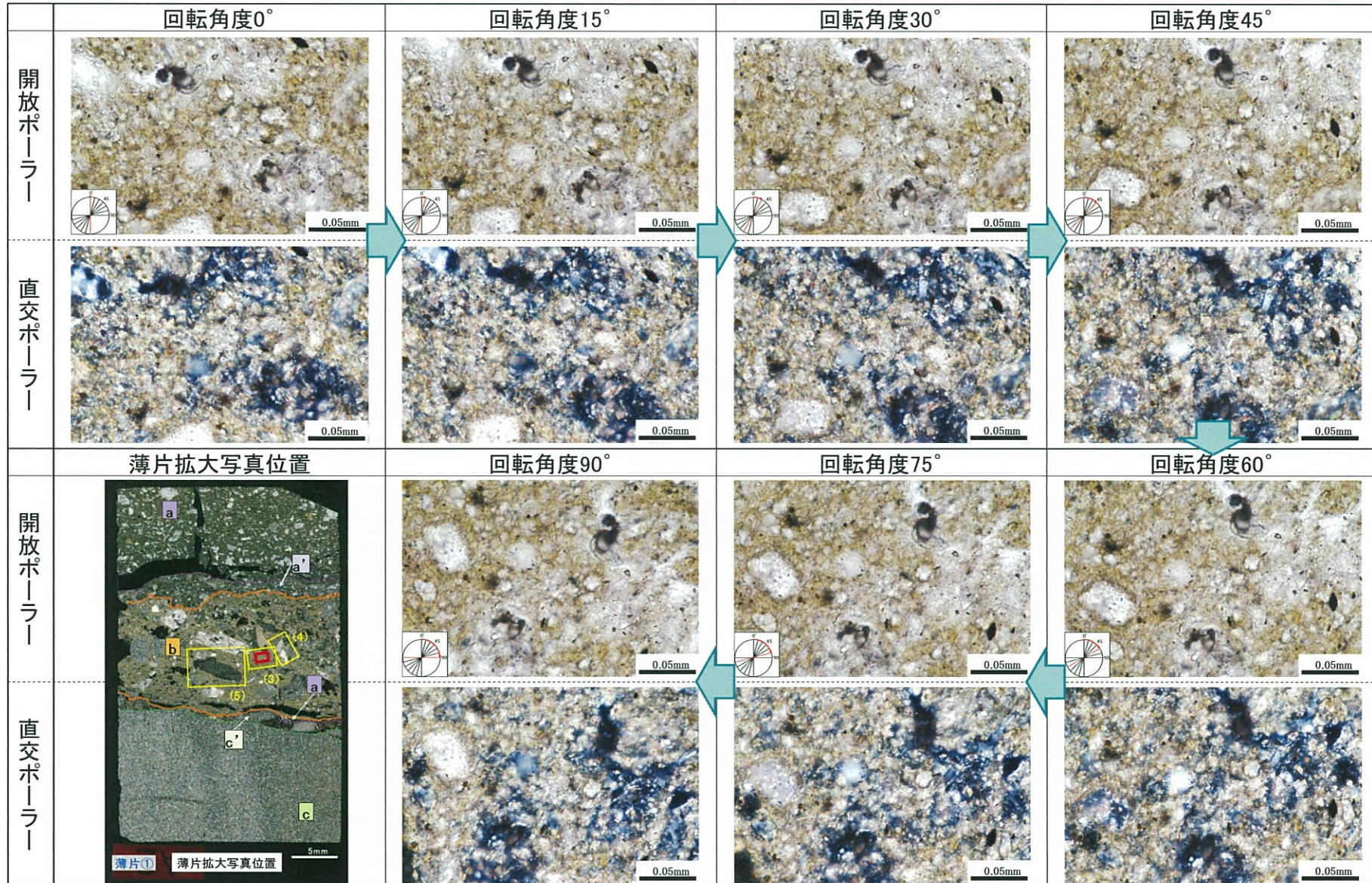
直交ポーラー

・ (補足) f-161断層内部の基質に含まれるカオリナイトと緑泥石の判別について

追加

②薄片観察

○ f-161断層内部の基質中の細粒物質について、顕微鏡のステージを回転させて観察したところ、緑泥石の特徴である多色性及び異常干渉色を呈する鉱物粒子が濃集するような部分はみられない。



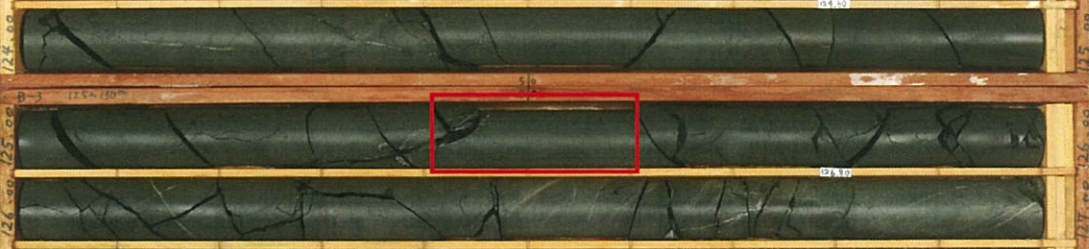



余 白

(参考) 東松浦玄武岩類及び肥前粗粒玄武岩類の薄片観察結果

(参考) 東松浦玄武岩類及び肥前粗粒玄武岩類の薄片観察結果

サンプリング箇所一覧

試料番号	岩種	孔名	確認位置 (GL.-m)	コア写真			
1	東松浦玄武岩類	無斑晶質玄武岩	B-4	18.09m～18.27m	深度17.00m～20.00m(EL.13.37m～10.37m)		18 19 20
					深度12.00m～15.00m(EL.17.67m～14.67m)		13 14 15
2	かんらん石粗粒玄武岩	B-6	13.75m～13.82m	深度124.00m～127.00m(EL.-93.95m～-96.95m)		125 126 127	
3	肥前粗粒玄武岩類	玢岩	B-3	125.41m～125.61m			

 薄片サンプリング箇所

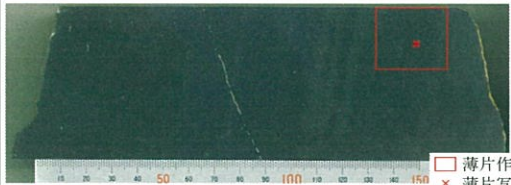
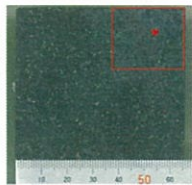
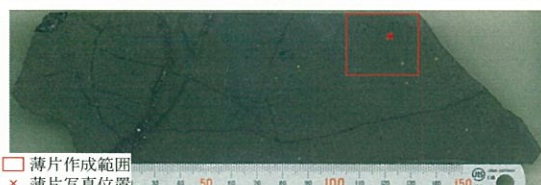
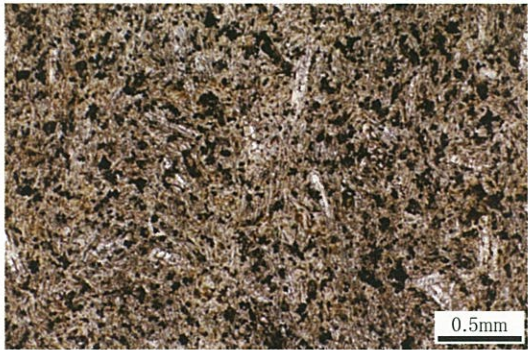
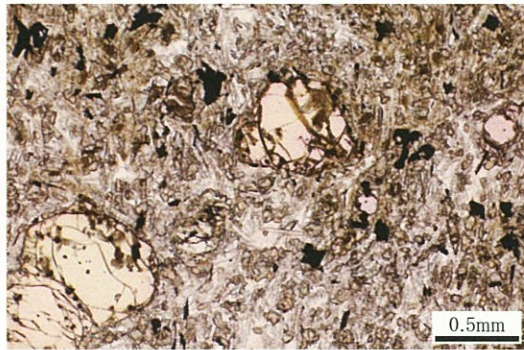
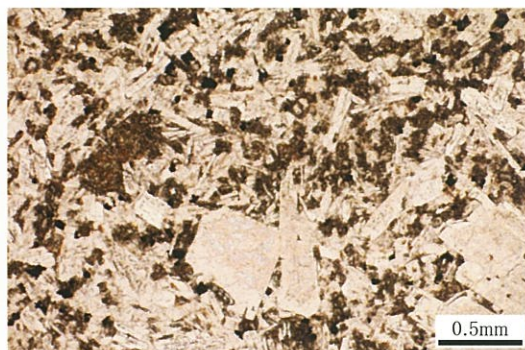



地質水平断面図(EL.-15m)

(参考) 東松浦玄武岩類及び肥前粗粒玄武岩類の薄片観察結果

地質鉛直断面図(B₁-B₁'断面)

(参考) 東松浦玄武岩類及び肥前粗粒玄武岩類の薄片観察結果

研磨片・薄片写真

試料名	1: 無斑晶質玄武岩 B-4孔(深度18.09m~18.27m)	2: かんらん石粗粒玄武岩 B-6孔(深度13.75m~13.82m)	3: 玢岩 B-3孔(深度125.41m~125.61m)	
研磨片	 <p>□ 薄片作成範囲 × 薄片写真位置</p> <p>・暗灰濃緑色の無斑晶質を呈する。</p>	 <p>□ 薄片作成範囲 × 薄片写真位置</p> <p>・暗灰濃緑色の斑状を呈する。</p>	 <p>□ 薄片作成範囲 × 薄片写真位置</p> <p>・暗灰濃緑色のやや斑状を呈する。</p>	
薄片	開放 ポーラー	 <p>0.5mm</p>	 <p>0.5mm</p>	 <p>0.5mm</p>
	直交 ポーラー	 <p>0.5mm</p>	 <p>0.5mm</p>	 <p>0.5mm</p>
記載	<ul style="list-style-type: none"> ・無斑晶質 ・粒径0.4mm程度の自形の斜長石の微斑晶を含む。 ・主に粒径0.1~0.2mm程度の自形の斜長石、粒径0.02~0.1mm程度の微細なかんらん石、単斜輝石、不透明鉱物からなる。 	<ul style="list-style-type: none"> ・斑状 ・主に粒径0.5~2mm程度の自形のかんらん石を含む。 ・主に粒径0.1~0.5mm程度の自形の斜長石、粒径0.1~0.2mm程度のかんらん石、単斜輝石、不透明鉱物からなる。 	<ul style="list-style-type: none"> ・斑状 ・粒径0.5mm程度の自形の斜長石の斑晶は一部方解石に変質している。 ・主に粒径0.2~0.3mm程度の自形の斜長石、粒径0.1mm程度以下のかんらん石、単斜輝石からなる。 	

余 白

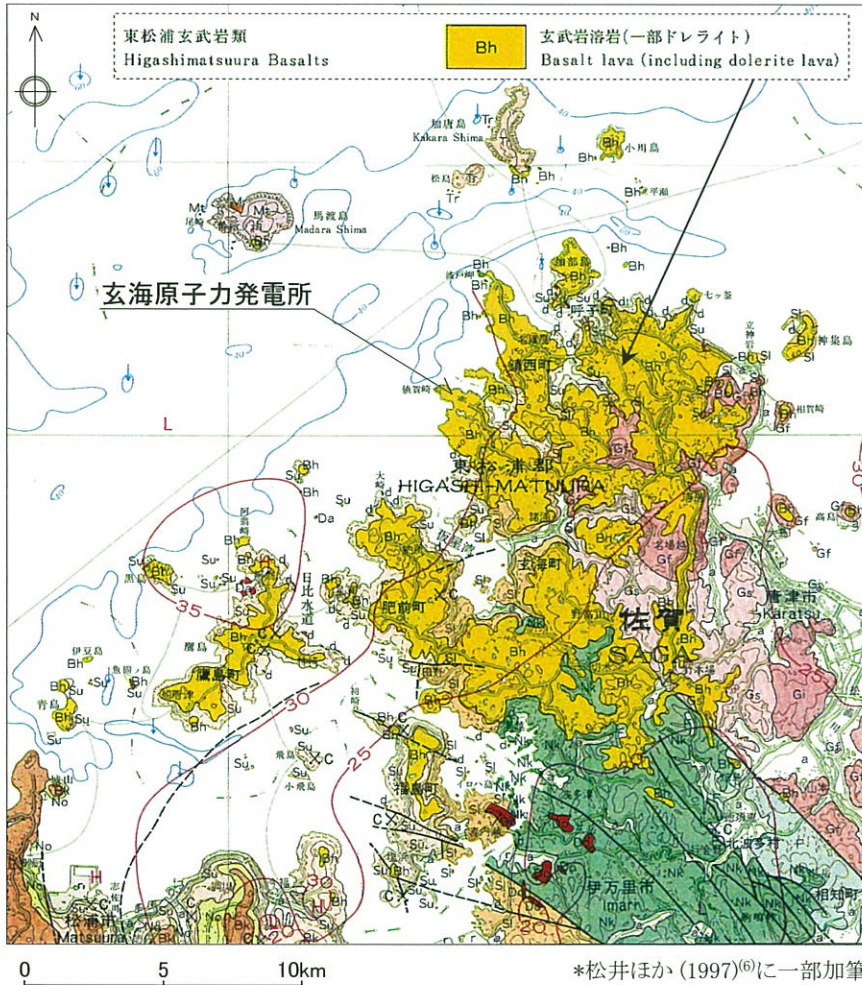
8 玄武岩、八ノ久保砂礫層及び玢岩に関する文献

- 1 敷地内地質調査位置図
- 2 破碎帯(断層)及びシームの特徴
- 3 玢岩境界の性状
- 4 敷地内断層総括表
- 5 断層性状一覧表
- 6 帯磁率の測定結果
- 7 薄片観察結果
- 8 玄武岩、八ノ久保砂礫層及び玢岩に関する文献**
 - 8.1 玄武岩に関する文献**
 - 8.2 八ノ久保砂礫層に関する文献
 - 8.3 玢岩に関する文献
- 9 広域応力場と断層の成因について
- 10 参考文献

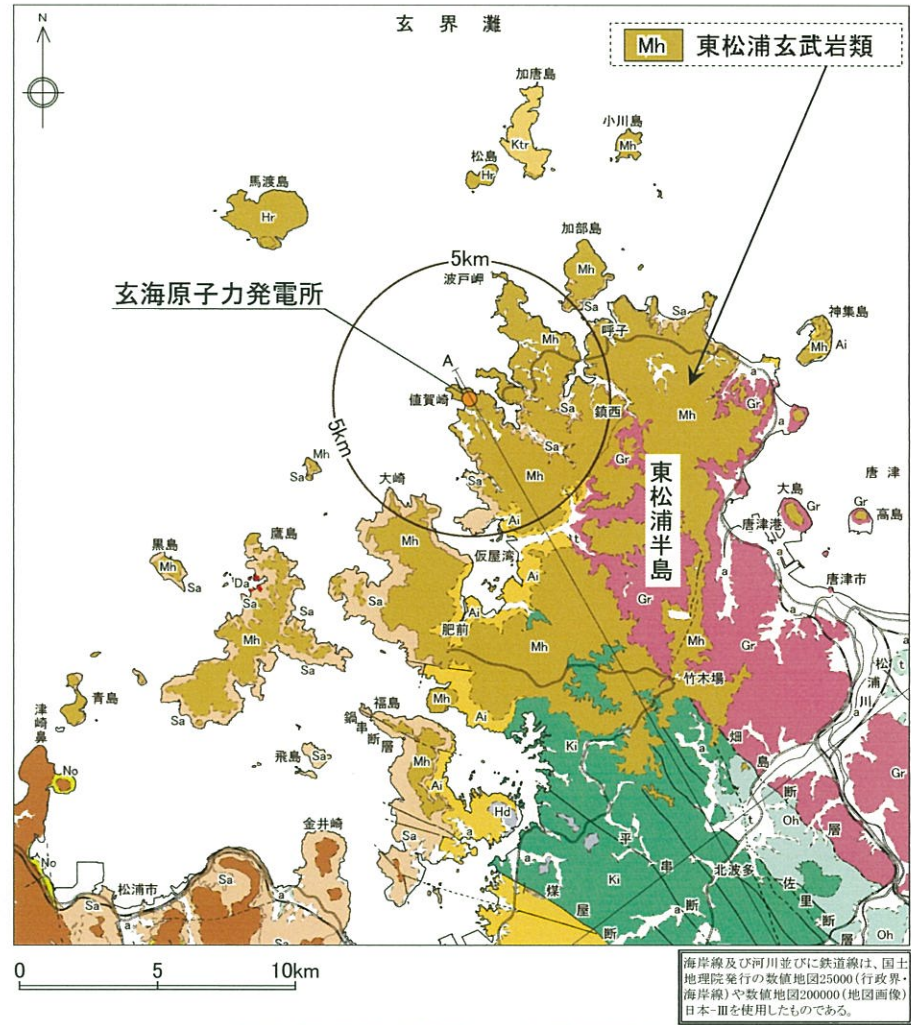
8.1 玄武岩に関する文献 (1)

更新

- 松井ほか(1997)⁽⁶⁾によると、東松浦半島には多様な岩相、化学組成の玄武岩溶岩類が分布し、それらを「東松浦玄武岩類」として一括したとしている。



松井ほか(1997)⁽⁶⁾: 20万分の1地質図幅「唐津(第2版)」



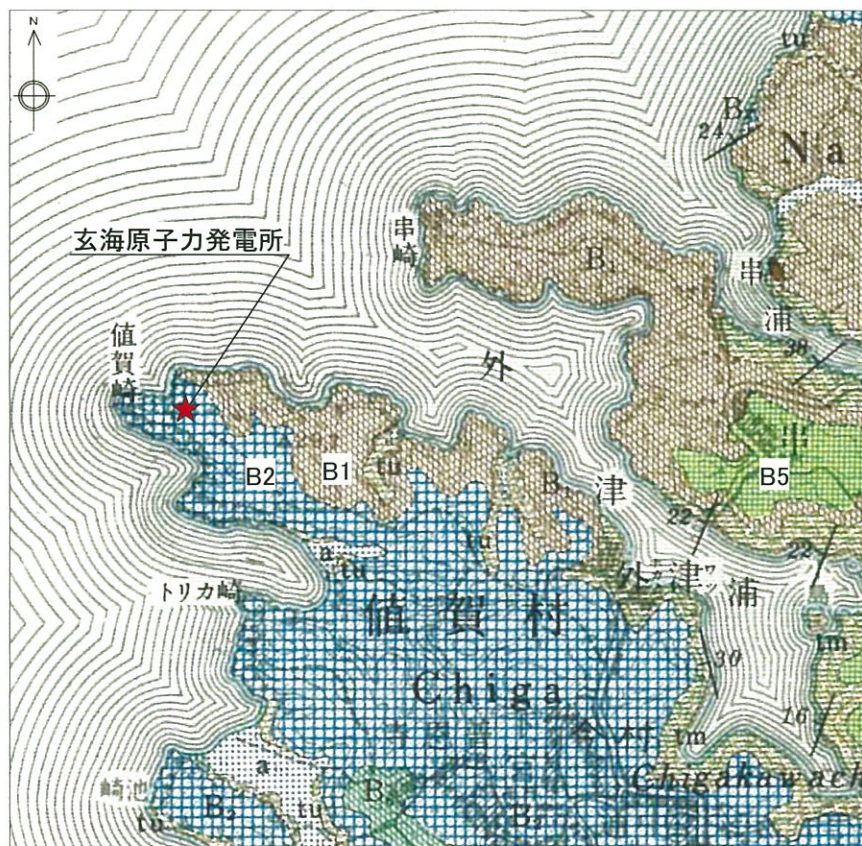
敷地周辺の地質図(当社調査結果)

8.1 玄武岩に関する文献 (2)

更新

○ 小林ほか(1955)⁽⁷⁾によると、呼子図幅範囲内の玄武岩類は9つの溶岩流ユニットに区分され、そのうち敷地付近にはかんらん石粗粒玄武岩(B1)、無斑晶質玄武岩(B2)及びかんらん石玄武岩(B5)が分布するとされている。

- V 火山碎屑物
Pyroclastics
- B7 灰色橄欖石玄武岩
Grey olivine basalt
- T4 粗面岩
Trachyte
- T3 エヂリン輝石粗面岩
Aegirine-augite trachyte
- T2 粗面安山岩
Trachyandesite
- T1 リーベカイト粗面岩
Riebeckite trachyte
- B6 針状斜長石含有玄武岩
Acicular plagioclase-bearing basalt
- B5 橄欖石玄武岩
Olivine basalt
- B4 曹灰長石玄武岩
Labradorite basalt
- B3 普通輝石橄欖石玄武岩
Augite-olivine basalt
- B2 無斑晶質玄武岩
Non-porphyrific basalt
- B1 橄欖石粗粒玄武岩
Olivine dolerite



第 1 表

値賀・名護屋周辺	馬渡島周辺	加唐島周辺	打上・呼子・湊周辺
灰色橄欖石玄武岩 B7	灰色橄欖石玄武岩 B7		灰色橄欖石玄武岩 B7
	粗面安山岩 T2	エヂリン輝石粗面岩・粗面岩 T3・T4	
	リーベカイト粗面岩 T1		
針状斜長石含有玄武岩 B6			
橄欖石玄武岩 B5			
			B4 曹灰長石玄武岩
			B3 普通輝石橄欖石玄武岩
			B2 無斑晶質玄武岩
			B2 無斑晶質玄武岩
			B1 橄欖石粗粒玄武岩
洪積層			洪積層

敷地付近に分布する玄武岩

*小林ほか(1955)⁽⁷⁾に一部加筆

*小林ほか(1955)⁽⁷⁾に一部加筆

8.1 玄武岩に関する文献 (3) -1

更新

o Nakamura et al.(1986)⁽⁸⁾は、小林ほか(1955)⁽⁷⁾、小林ほか(1956)⁽⁹⁾のユニット区分に基づいて、年代測定用の試料採取を行っている。

層序対比表

小林ほか(1955) ⁽⁷⁾ 【呼子図幅】				小林ほか(1956) ⁽⁹⁾ 【唐津図幅】			Nakamura et al. (1986) ⁽⁸⁾
値賀・名護屋 周辺	馬渡島 周辺	加唐島 周辺	打上・呼子・ 湊周辺	西部 地域	北部 地域	東部 地域	
B7	B7 T2 T1	T3・T4	B7	B7	B7	B7	B7
B6					B6		B6
B5				Bd		Bd	Bd
					B5		B5
			B4		B4		B4
B3			B3		B3		B3
B2		B2	B2	B2-3	B2-3	B2-3	B2
B1			B1		B1		B1
						B0	B0

敷地付近に分布する玄武岩

*文献(7),(8),(9)に基づき作成

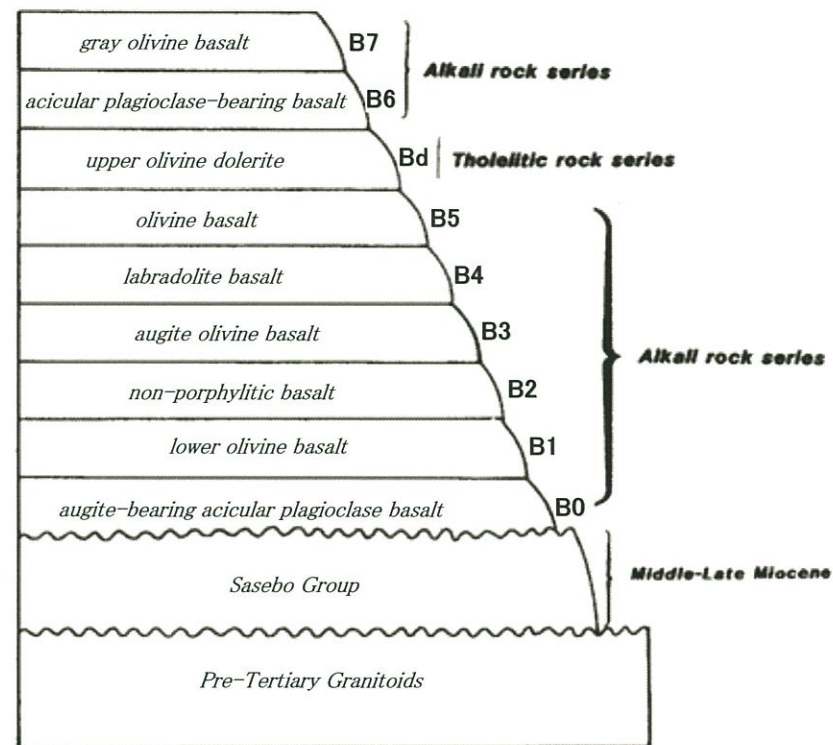


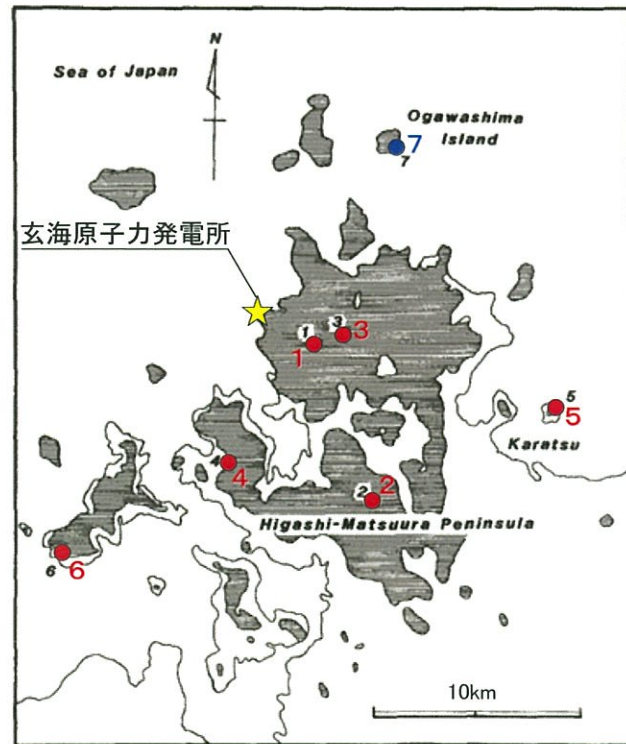
Fig. 3. Schematic geological sequence in the Higashi-Matsuura district. The name of each lava flow unit is from Kobayashi et al. (1955, 1956). The name of rock types are given according to the classifications of Irvine and Baragar (1971) and Miyashiro (1974).

*Nakamura et al. (1986)⁽⁸⁾に一部加筆

8.1 玄武岩に関する文献 (3) -2

更新

- o Nakamura et al.(1986)⁽⁸⁾によると、東松浦半島に分布する玄武岩から採取した計7試料を用いてK-Ar年代を測定した結果、小川島 (Loc. No.7)を除いた6試料の年代値が**3.0~2.9Ma**を示すことから、極めて短期間に玄武岩が噴出したとしている。



*Nakamura et al. (1986)⁽⁸⁾に一部加筆

Fig. 2. Map showing sampling localities and distribution of basalts in the Higashi-Matsuura district. Numbers on the map are the same as those given in Table 1.

Table 1. Potassium-argon ages for whole rock samples of basalt from the Higashi-Matsuura district and the Ogawashima Island, northwestern Kyushu, Japan

Sample No.	Flow unit	K%	Rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻¹² mol/g)	Rad. ⁴⁰ Ar Tot. ⁴⁰ Ar %	Calculated age (Ma) ± 1 s.d.	Rock name	Locality No.
HIGASHI-MATSUURA							
80811-3	B ₇	1.155	6.01	52.9	2.99 ± 0.03	Hw	1
		1.158					
80821-3	B _d	0.523	2.74	57.0	3.01 ± 0.04	Ol-Th	2
		0.524					
80811-2	B ₅	1.513	7.89	47.0	3.00 ± 0.04	Tb	3
		1.514					
80901-2	B ₃	1.476	7.49	38.5	2.92 ± 0.03	Ab	4
		1.480					
80827-1	B ₂	1.727	8.97	30.2	3.00 ± 0.04	Ab	5
		1.719					
80908-5	B ₀	1.861	9.62	30.1	2.98 ± 0.04	Ab	6
		1.864					
OGAWASHIMA ISLAND							
80807-9	?	1.127	7.00	56.2	3.58 ± 0.04	Hw	7
		1.128			3.57 ± 0.04		

$\lambda_e + \lambda_{e'} = 0.581 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{mol/mol}$.

$\bar{x}_6 = 2.98 \pm 0.03 \text{ (Ma)}$; Not including sample No. 80807-9 (Ogawashima Island).

Hw: Hawaiite; Ol-Th: olivine-tholeiite basalt; Tb: trachybasalt; Ab: alkali basalt.

Locality numbers are the same as those given on Fig. 2.

*Nakamura et al. (1986)⁽⁸⁾に一部加筆

◆フローユニット(B0~B7)の6試料の全ての年代値が、3.0Ma~2.9Maを示す。

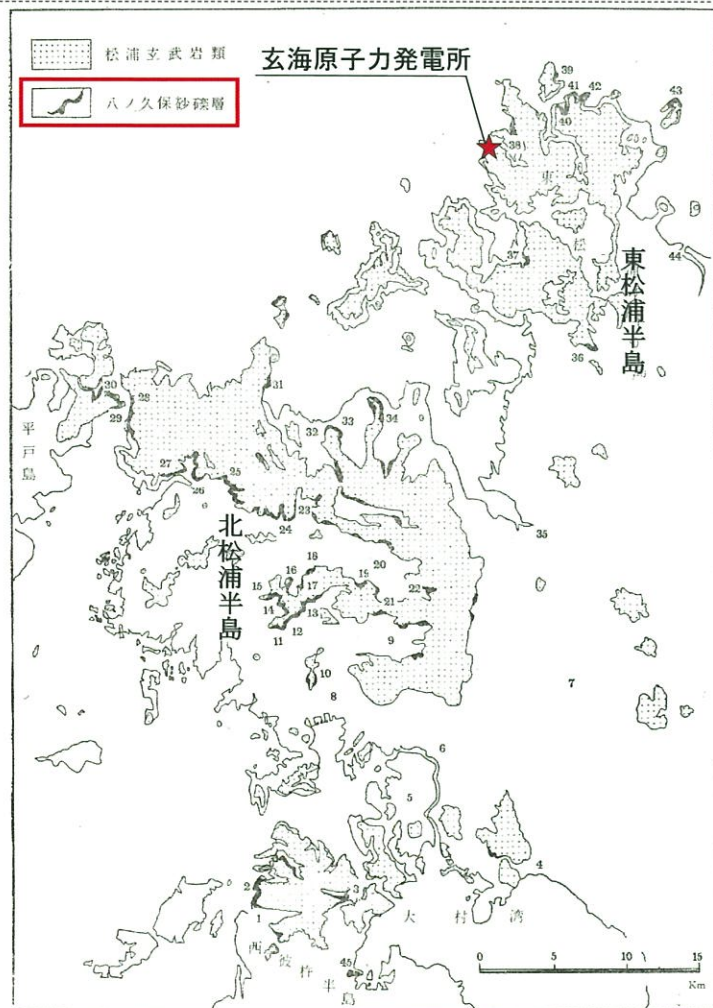
8 玄武岩、八ノ久保砂礫層及び玢岩に関する文献

- 1 敷地内地質調査位置図
- 2 破碎帯(断層)及びシームの特徴
- 3 玢岩境界の性状
- 4 敷地内断層総括表
- 5 断層性状一覧表
- 6 帯磁率の測定結果
- 7 薄片観察結果
- 8 玄武岩、八ノ久保砂礫層及び玢岩に関する文献**
 - 8.1 玄武岩に関する文献
 - 8.2 八ノ久保砂礫層に関する文献**
 - 8.3 玢岩に関する文献
- 9 広域応力場と断層の成因について
- 10 参考文献

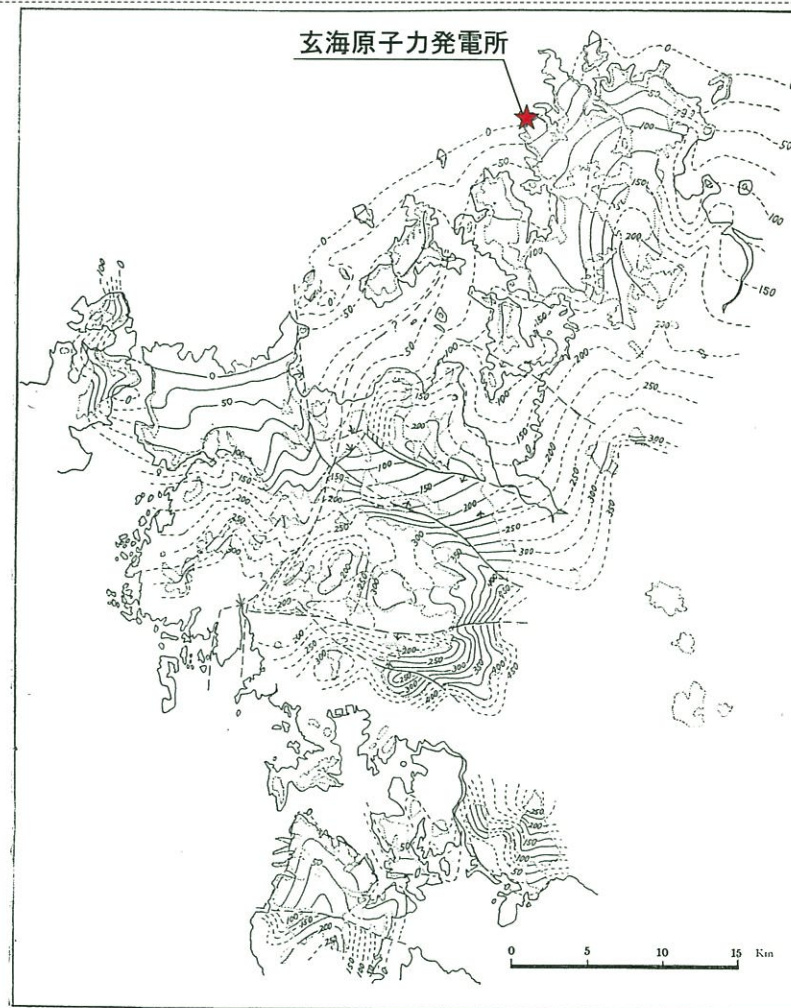
8.2 ハノ久保砂礫層に関する文献 (1)

更新

- 岩橋(1961)⁽¹⁰⁾は、北松浦半島から東松浦半島にかけて広く分布する、古第三系～新第三系を傾斜不整合で覆い、玄武岩類に被覆される砂礫層を「**ハノ久保砂礫層**」と命名した。本砂礫層が存在するところでは玄武岩類が直接その上を覆っており、その間に傾動運動による堆積の間隙(削剥)は考えにくく、互いに平行的であるとみなすことができるとしている。
- 玄海原子力発電所敷地内において、北西に緩く傾斜する佐世保層群をほぼ水平に不整合関係で覆う半固結状の砂礫及び粘土層が認められ、これらの地層をハノ久保砂礫層に対比した。



第1図 ハノ久保砂礫層の分布 *岩橋(1961)⁽¹⁰⁾に一部加筆



第8図 ハノ久保砂礫層の地質構造図(同砂礫層基底面の等高線図)*岩橋(1961)⁽¹⁰⁾に一部加筆
等高線の数字の単位: m., 点線は松浦玄武岩類の境界線

8.2 ハノ久保砂礫層に関する文献 (2)

更新

- 松井ほか(1989)⁽¹¹⁾によると、ハノ久保砂礫層は北松浦玄武岩類に覆われており、北松浦玄武岩類の年代が後期中新世であることから、ハノ久保砂礫層の年代は、後期中新世としている。

第1表 佐世保地域の地質総括表

時代	層序	鍵層	岩相	火成活動		
第四紀	完新世	沖積層 (a)	礫・砂・粘土	玄武岩		
	更新世	段丘堆積物 (te)	礫・砂・粘土			
第三紀	鮮新世			デイサイト・流紋岩 安山岩 花崗岩質岩		
	中新世後期	北松浦玄武岩類 (B1-s, Bd, Vp, Vt)	後期斑状玄武岩類 中期斑状玄武岩類 初期無斑晶玄武岩類 初期斑状玄武岩類		溶岩流・火砕岩・岩脈	
		ハノ久保砂礫層 (Hg)	砂・礫・シルト・凝灰岩			
		紐差安山岩類 (Ad, Av, Alf)	輝石安山岩・凝灰角礫岩・岩脈			
	中新世前期	平戸層 (tH)	アルコース砂岩・泥岩・凝灰岩			
		野島層群	南田平層 (Tb)		砂岩泥岩互層・石炭	
			深月層 (F)		砂岩・頁岩互層・凝灰角礫岩	
			大屋層 (O)		中細粒砂岩・砂質泥岩・泥岩・凝灰岩・凝灰角礫岩 (野島化石帯又は横辺田化石帯)	
		佐世保新世群	加勢層 (K)		楠泊礫質砂岩	礫質砂岩・砂岩・黒色頁岩 (田ノ平化石帯)
			福井層 (Fk)		本ヶ浦凝灰岩層 歌ヶ浦凝灰角礫岩層	中-粗粒砂岩・頁岩・凝灰角礫岩・石炭 (中山化石帯)
砂盤炭層				砂質頁岩泥岩・砂岩・石炭 (矢岳化石帯)		
柚木層	上部(Yu)		松浦三尺炭層	中-細粒砂岩・頁岩・凝灰角礫岩・石炭 (池野化石帯又は上野化石帯)		
	下部(Yl)		江里凝灰角礫岩層	細粒砂岩頁岩互層・石炭		
中里層 (N)	柚木三枚炭層	砂岩・砂質頁岩・石炭 (大瀬化石帯)				
相浦前期	但馬岳層 (Au)	大瀬五尺炭層	中粒砂岩・砂質頁岩・頁岩・石炭 (真申化石帯)			
	鹿子前層 (Am)	モエズ上層炭層 石嶽凝灰岩層	砂岩・頁岩・礫質砂岩互層			

本層の時代を Miki (1950) は、産出植物化石から鮮新世とした。岩橋 (1961) は広域調査結果から、鮮新世末 - 更新世であると推定した。しかし、北松浦玄武岩類の年代 (松井・柴田, 1976) からして、本層の時代は中新世後期とみなした。
*松井ほか(1989)⁽¹¹⁾p.44より抜粋

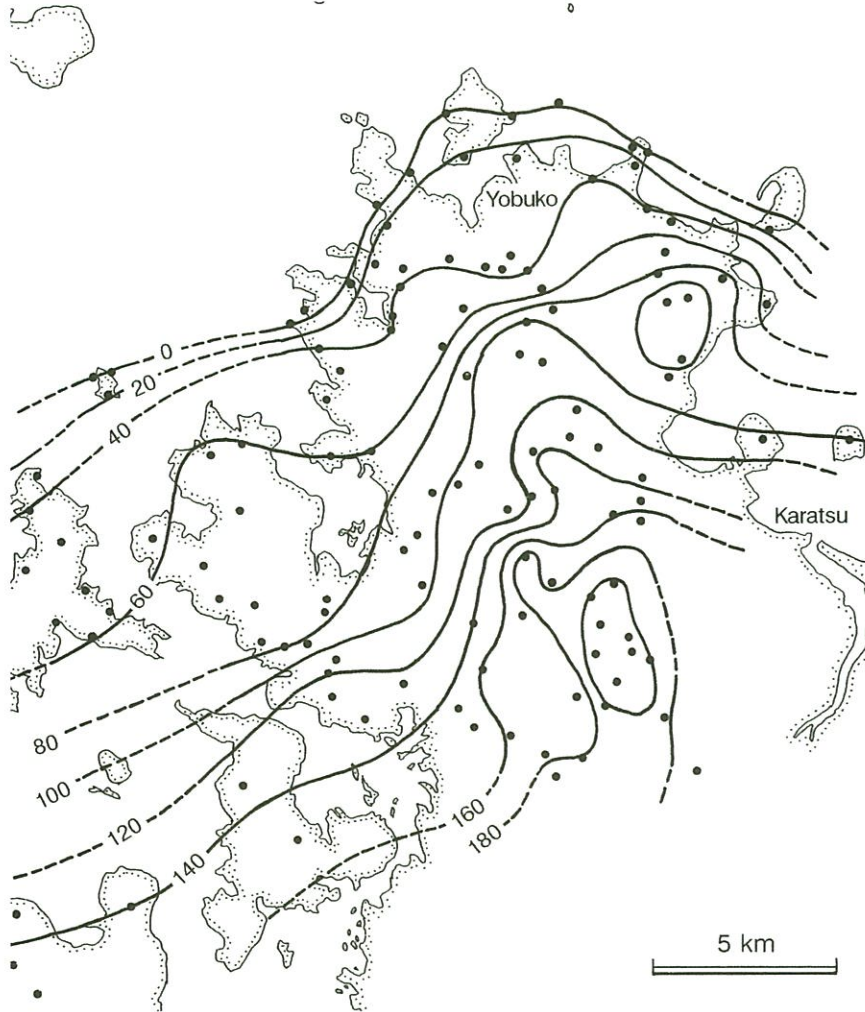
*松井・柴田 (1976) : 北西九州玄武岩類の地質年代について (演旨). 火山, 第2集, vol.21, p.207.

*松井ほか(1989)⁽¹¹⁾に一部加筆

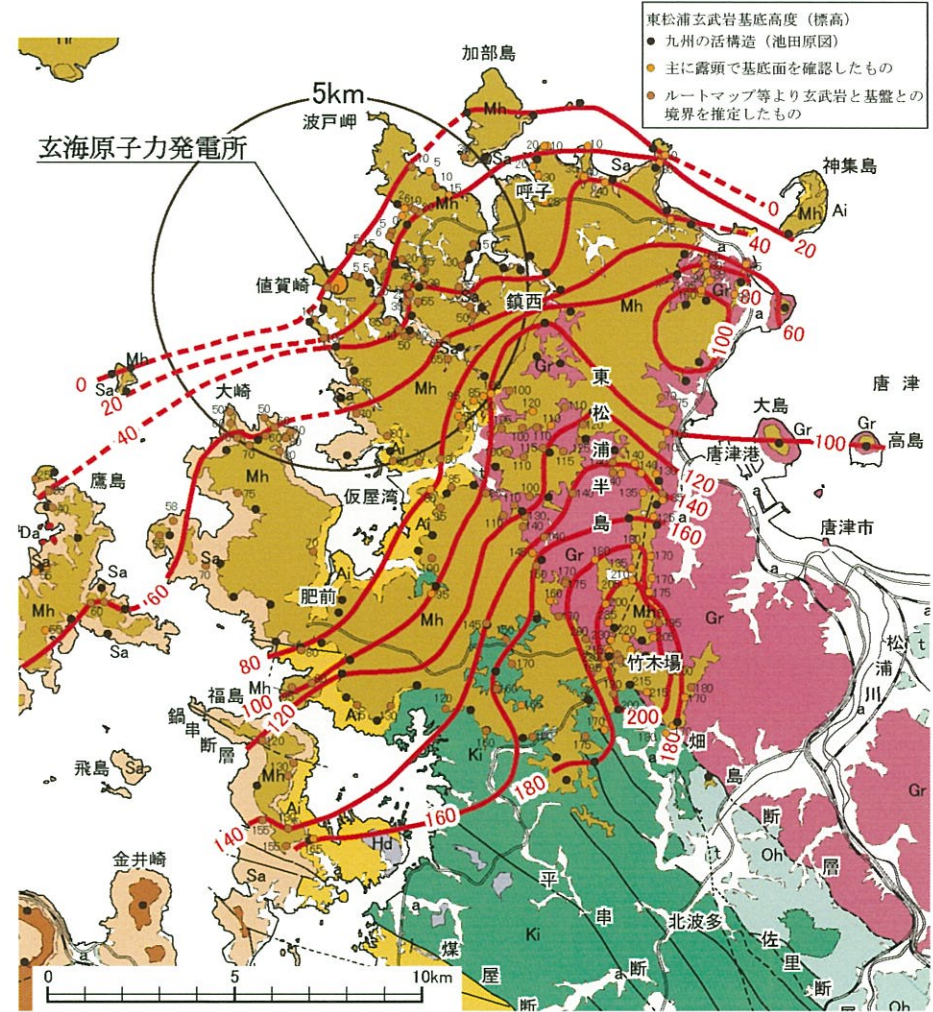
(参考) 玄武岩類の基底高度分布

更新

- 九州の活構造(1989)⁽¹²⁾によると、玄武岩類の基底分布について、以下のように記載されている。
- ・玄武岩溶岩流の基底は侵食平坦面をなし、その上にしばしば河成ないし海浜成と推定される砂礫層が堆積している。
- ・玄武岩類の基底高度は、東松浦半島基部で約200mと最も高く、北ないし北北西に向かって緩やかに傾斜している。
- ・3Ma以降この地域は大きな傾動・褶曲・断層変位を受けていない。



東松浦半島とその周辺に分布する台地性玄武岩類の基底高度分布(池田原図)
九州の活構造(1989)⁽¹²⁾



東松浦半島とその周辺に分布する台地性玄武岩類の基底高度分布
(九州の活構造(1989)⁽¹²⁾及び当社地質調査データによるコンター線)

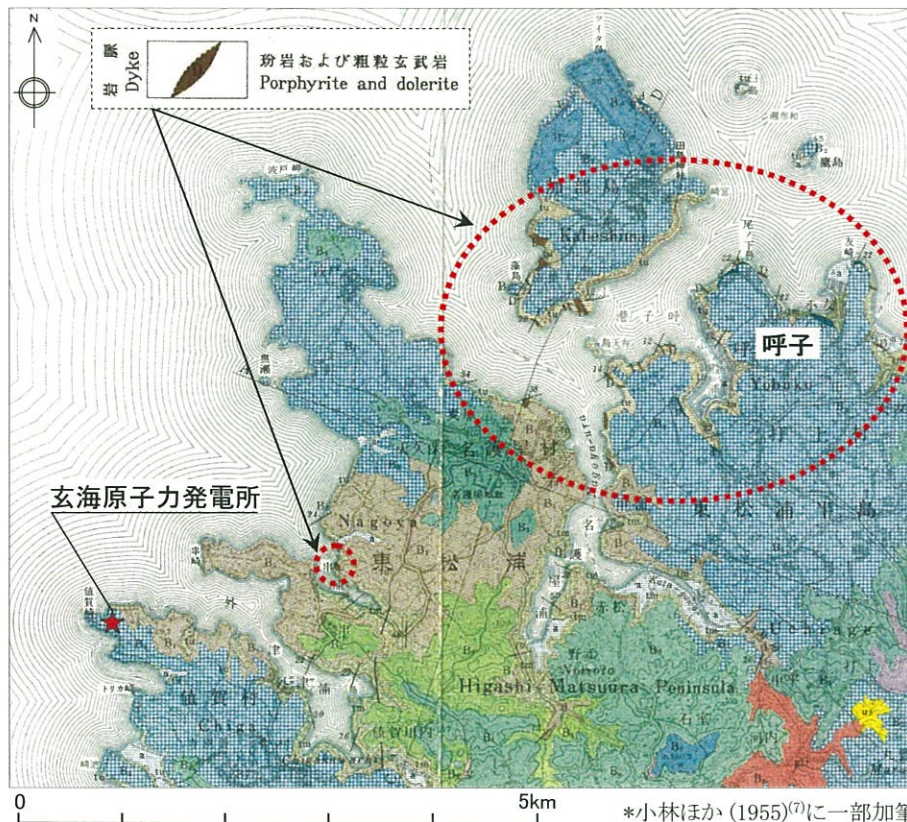
8 玄武岩、八ノ久保砂礫層及び玢岩に関する文献

- 1 敷地内地質調査位置図
- 2 破碎帯(断層)及びシームの特徴
- 3 玢岩境界の性状
- 4 敷地内断層総括表
- 5 断層性状一覧表
- 6 帯磁率の測定結果
- 7 薄片観察結果
- 8 玄武岩、八ノ久保砂礫層及び玢岩に関する文献**
 - 8.1 玄武岩に関する文献
 - 8.2 八ノ久保砂礫層に関する文献
 - 8.3 玢岩に関する文献**
- 9 広域応力場と断層の成因について
- 10 参考文献

8.3 玢岩に関する文献 (1)

更新

- 小林ほか(1955)⁽⁷⁾によると、敷地周辺の東松浦半島には大小多くの岩脈及び岩床が分布しており、岩脈の大部分は**玢岩**であり、**一部粗粒玄武岩**であるとされている。
- 山崎(1959)⁽¹³⁾は、敷地南東側に広く分布する古第三系中の貫入岩体を一括して「**肥前粗粒玄武岩類**」と命名した。
- 日本の地質「九州地方」編集委員会編(1992)⁽¹⁴⁾によると、敷地周辺の東松浦半島に分布する岩脈及び岩床は、「**肥前粗粒玄武岩類**」に相当するとされている。



II.4 岩脈類

東松浦半島には、第三系を貫ぬく大小多くの岩脈および岩床が分布する。本図幅地域内では、呼子町周辺の海岸線に岩脈が多く見られる。これらの岩脈は幅2m内外のものが多く、その延長の方向はN20°W～N60°Wを示し、まれにN-S方向のものがあ、第三紀層の走向にほぼ直交している。ほとんどすべての岩脈は風化している、新鮮なものは少ない。周囲の砂岩・泥岩に対しては、熱変成をほとんどあたえていない。しかし加部島の西海岸藻島附近に貫入している岩脈は、他のものに比べて規模が大きく、幅も150mあまりにわたり、周辺の第三紀層はこの影響を受けて、局部的に走向・傾斜が乱されている。この岩脈には晶洞鉱物が多く、方解石・緑簾石が生じている。

岩脈の岩質は大部分が玢岩であるが、一部には粗粒玄武岩がある。玢岩は完晶質粗粒で、橄欖石・斜長石・角閃石等の斑晶を含み、また紫蘇輝石および石英を少量含む。斜長石は曹長石程度であり、角閃石は褐色角閃石で、緑泥石化作用を著しくうけており、普通輝石は斜長石の間隙を充填している。

玢岩質岩脈のあるものは、呼子町の北東友崎の海岸で見られるように、明らかに第三系を貫ぬき洪積層に覆われている(第3図)。

*小林ほか(1955)⁽⁷⁾に一部加筆

8.3 玢岩に関する文献 (2)

更新

- 松本ほか (1962)⁽¹⁵⁾によると、肥前粗粒玄武岩類の年代は、「中新世」とされている。

第 14 表 唐津炭田火成活動順序 (松本・山崎, 1960)

地質時代		火成活動順序	産 状	地 殻 変 動
洪積世	J	伊万里安山岩類 A ₂ (多良岳安山岩類)	ドーム状・溶岩流	
洪積 鮮新世	I	有田流紋岩類 R ₃ 〔新期玄武岩類〕 藤津層 { 安山岩類 A ₁ II いわゆる集塊岩類 変質安山岩類 A ₁ I	ドーム状・溶岩流 〔溶岩流〕	ドーム構造
鮮新世 (後期)	H	? 両子山火山岩類 { R ₂ B ₅ 松浦玄武岩類 { B ₄ B ₃ B ₂ B ₁ 佐留志(さるし)砂礫層	台地溶岩	北西断層・盆状構造 準平原化作用
中新世	G	? 讃岐岩類 S ₀ 古期玄武岩類 B ₀ 撰分(えりぶん)砂礫層 山崎山粗面安山岩類 TA 肥前粗粒玄武岩類 D 武雄流紋岩類 R ₁	溶岩流 溶岩流 ドーム状?・溶岩流 盆 盤・餅 盤 ドーム状・岩脈	唐津傾動運動 撓曲運動・東西断層 ドーム状構造

*松本ほか (1962)⁽¹⁵⁾に一部加筆

8.3 玢岩に関する文献 (3)

更新

o 松本 (1977)⁽¹⁶⁾によると、肥前粗粒玄武岩類の年代は、「前期～中期中新世」とされている。

第1表 九州～瀬戸内地域の後期新生代火山活動対比表 (松本, 投稿中)

時 代	BLOW % Zone	10 ⁴ Y	五 島	奄 岐・対 島	西 北 九 州	中 部 九 州	南 部 九 州	伊 予・讃 岐	近 畿・設 楽	備 考		
第 三 紀	新 世	10 ⁴ Y	N 22	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	
			N 21	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 20	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 19	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 18	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 17	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 16	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 15	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 14	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 13	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 12	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 11	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 10	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 9	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 8	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 7	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 6	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 5	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 4	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA
			N 3	大隈系 B	那覇群 B	大隈系 B	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA	山崎系 HA

拡大

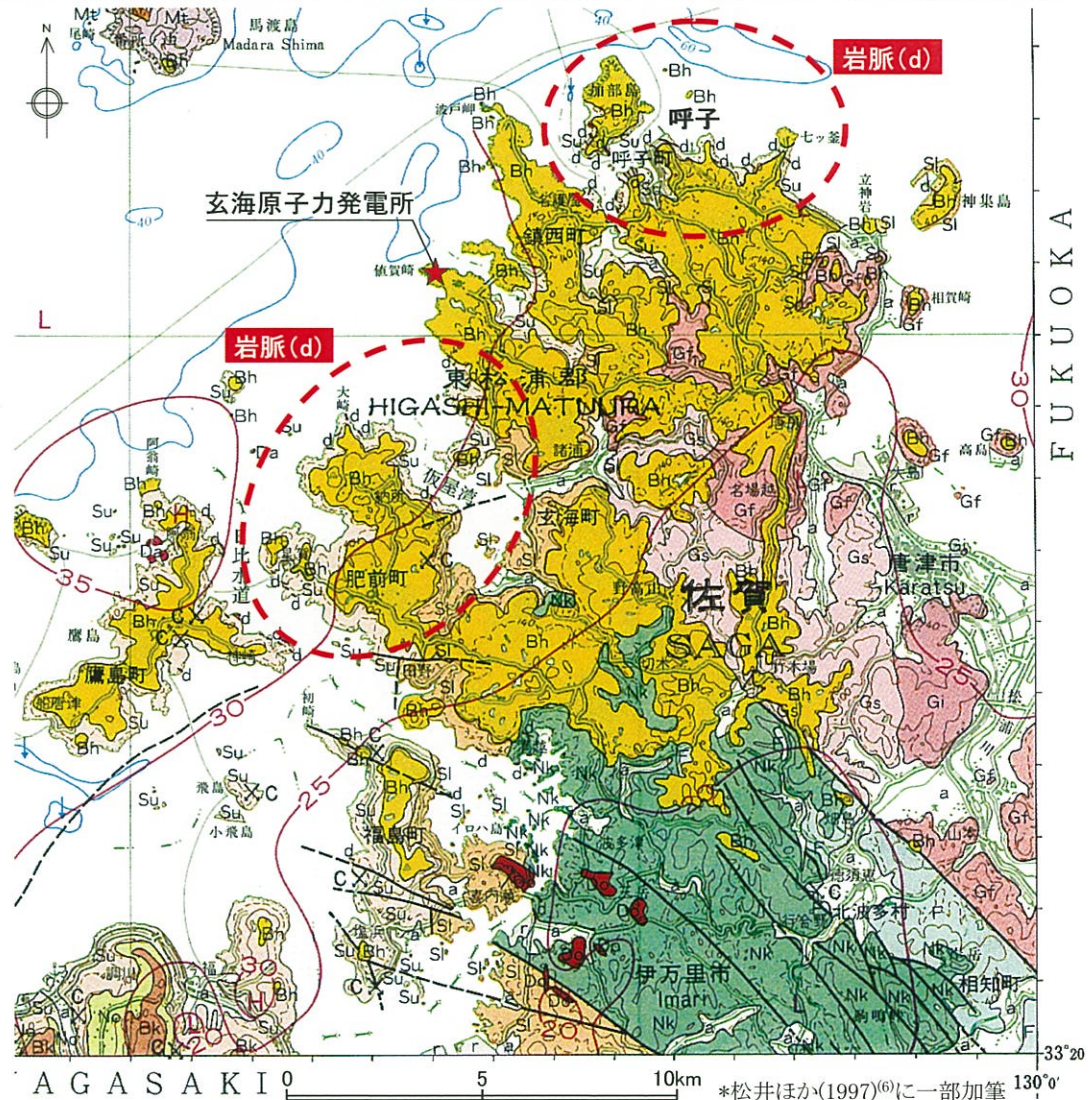
時 代	BLOW % Zone	10 ⁴ Y	五 島	奄 岐・対 島	西 北 九 州	
第 三 紀	新 世	10 ⁴ Y	N 10	五島群	久喜果層	野島層群
			N 11	五島群	久喜果層	野島層群
			N 12	五島群	久喜果層	野島層群
			N 13	五島群	久喜果層	野島層群
			N 14	五島群	久喜果層	野島層群
			N 15	五島群	久喜果層	野島層群
			N 16	五島群	久喜果層	野島層群
			N 17	五島群	久喜果層	野島層群
			N 18	五島群	久喜果層	野島層群
			N 19	五島群	久喜果層	野島層群
			N 20	五島群	久喜果層	野島層群
			N 21	五島群	久喜果層	野島層群
			N 22	五島群	久喜果層	野島層群
			N 23	五島群	久喜果層	野島層群
			N 24	五島群	久喜果層	野島層群
			N 25	五島群	久喜果層	野島層群
			N 26	五島群	久喜果層	野島層群
			N 27	五島群	久喜果層	野島層群
			N 28	五島群	久喜果層	野島層群
			N 29	五島群	久喜果層	野島層群

*松本(1977)⁽¹⁶⁾ に一部加筆

8.3 玢岩に関する文献 (4) -1

更新

○ 松井ほか (1997)⁽⁶⁾によると、呼子周辺の岩脈群については、渡辺・石橋(1987)⁽¹⁷⁾のフィッシュン・トラック年代から中新世中期とされている。



*松井ほか(1997)⁽⁶⁾に一部加筆

8.3 玢岩に関する文献 (4) -2

更新

第1表 20万分の1唐津図幅地域新生界層序総括表

時代	地域	岩 岐	東松浦半島	北松浦半島	生月・平戸島
第四紀	完新世 (Ma)	埋立地・崖錐・沖積層・海浜堆積物			
	更新世	新期玄武岩類 (岳の辻、津の上山等) 新期粗面安山岩			
新世	後期	1.7 岩 岐 層			
		中期玄武岩類 中期流紋岩類	加唐島・松島粗面岩 馬渡島粗面安山岩 馬渡島流紋岩 東松浦玄武岩類		
	前期	3.4 古期安山岩・粗面安山岩類 古期流紋岩類 古期玄武岩類			
		5.3			
	第三紀	後期		貫入岩類	北松浦玄武岩類
中期		10.5 最古期玄武岩類			
		16		岩 脈	貫入岩類 平戸島火山岩類
前期	勝本層群		野島層群		
古第三紀	漸新世	24	佐世保層群		
			相浦層群		
			杵島層群		
	37	相知層群			
始新世					

凡 例 補 足

1. 岩岐島火山岩類については、佐野(1995)がK-Ar年代を基に作成した地質層序を参考として、Uto (1989)及び筆者らの未公表 K-Ar 年代も加えて、火山岩類の活動時期を最古期(中新世後期: 8-10 Ma)、古期(鮮新世前期: 4.5-5.5 Ma)、中期(鮮新世後期: 4.5-2.5 Ma)及び新期(更新世前期: 1.7-0.7 Ma)の4時期に区分した。島の東端に極めて小規模露出する凝灰質シルト層の長者原層は、整合下位の最古期玄武岩類に一括した。
2. 小川島(3.6 Ma)及び加唐島の玄武岩については、東松浦半島全域に分布する東松浦玄武岩類に含めた。東松浦玄武岩類についての Nakamura *et al.* (1986) 及び筆者らの未公表資料の K-Ar 年代は、分析誤差の小さいものは全て 3.0 Ma 前後の狭い年代範囲に入り、数十万年以内の短時間に噴出したと推定される。ドレライト、マントル岩塊を含む未分化かんらん石玄武岩、斜長石斑晶を含む分化した普通輝石かんらん石玄武岩など多様な岩相、化学組成の溶岩類が分布するが、本地質図では一括して取り扱った。東松浦玄武岩類の最上位のかんらん石玄武岩溶岩の空隙や割れ目には、木村石(CaY₂(CO₃)₄·6H₂O)、ネオジムランタン石((Nd, La)₂(CO₃)₃·8H₂O)、ロック石(CaY₄(CO₃)₇·9H₂O)などの希土類元素を含む鉱物が産することが特徴である(Nagashima *et al.*, 1986)。
3. 北松浦半島から平戸島、生月島にかけて分布する玄武岩類については、K-Ar 年代が 6.5-8 Ma のやや幅広い年代範囲に分散し、かつ地域毎に年代範囲や岩相が多少異なる(例えば生月島のかんらん石玄武岩類は 7 Ma 前後であるのに対し、平戸島から田平にかけて分布する様々な岩相の玄武岩類は 6.3-7 Ma 前後であるなど)、時代区分が十分整理されていないので、全てを北松浦玄武岩類として一括した。
4. 北松浦半島の北及び東松浦半島の西に分布する島嶼の多くについては、放射年代資料が無く、その帰属は不明であるが、地理的な分布を元に、取りあえず、鷹島及び周辺の小島については東松浦玄武岩類に、的山大島、度島については北松浦玄武岩類に分類しておく。今後の放射年代測定により時代区分が変更される可能性がある。
5. 東松浦半島南部の苦鉄質貫入岩類については、約 8 Ma を示す 1 つの未公表 K-Ar 年代値を根拠に北松浦玄武岩類と同時期の火成活動の非噴出岩相と判断した。一方、平戸島北西部の貫入岩類については、周辺の平戸島火山岩類と同質であることから、中新世中期と推定した。呼子周辺の岩脈群については、渡辺・石橋(1987)のフィッシュン・トラック年代から中新世中期とした。鷹島、福島の岩脈群については、変質安山岩とかんらん石玄武岩の 2 種類あるが(小林ほか, 1956)、ここでは一括して呼子周辺の岩脈群と同時代とした。しかし、一部は前述の東松浦玄武岩類の供給岩脈である可能性はある。また、鷹島の変質した流紋岩質貫入岩体は、平戸島の中新世中期のデイサイト貫入岩体に一括した。

* 松井ほか(1997)⁽⁶⁾に一部加筆

* 松井ほか(1997)⁽⁶⁾に一部加筆

8.3 玢岩に関する文献 (5)

更新

- 渡辺・石橋(1987)⁽¹⁷⁾によると、呼子貫入岩類は肥前粗粒玄武岩類に対比され、その生成年代は捕獲岩のジルコンを用いたフィッション・トラック年代測定結果から、**15~16Ma(中期中新世)**とされている。

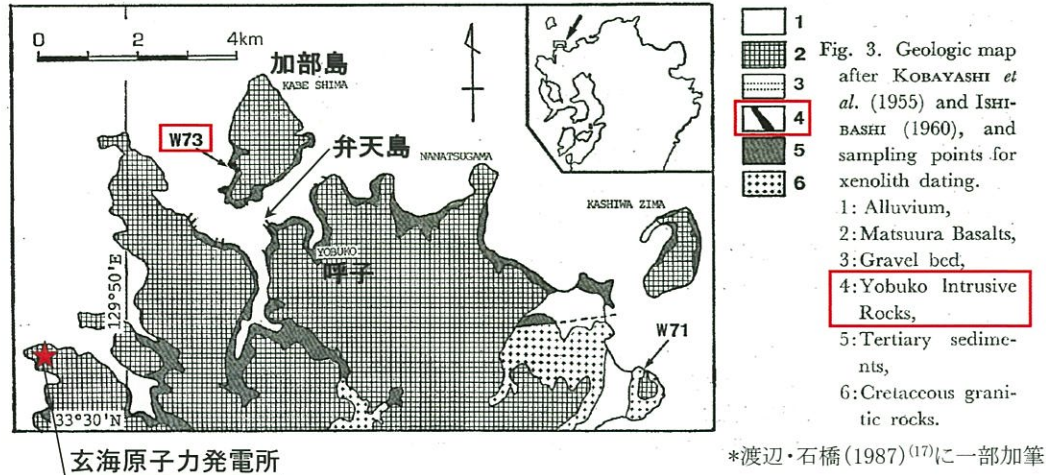


Fig. 3 に地質概略図と両試料の採集地点を示す。呼子貫入岩類中の花コウ岩質捕獲岩試料(W73)は、加部島天童岳北部において第三紀堆積岩に岩頸状に貫入する場所(北緯33°32'51", 東経129°52'41")で採集した。捕獲岩は亜円礫~亜角礫状を示し、大きさは径10cm以下である。

試料 W73 (呼子貫入岩類中の捕獲岩) の 2π および 4π 年代は、それぞれ **15.8±0.8 Ma** と **15.2±0.9 Ma** を示した。これらの間には有意の差がなく、 2π - 4π 年代が一致しており、完全なアニーリングを受けている(CA)と考えることができる。K-Ar 年代は 5.2 Ma であるが、この試料は変質しており、放射アルゴンが逸散し年代が若返っている可能性が大きい。したがって、呼子貫入岩類の生成年代は、**15~16 Ma(中期中新世)**と考えられる。

呼子貫入岩類は、層位、年代、化学組成の点から、唐津炭田の相知・杵島の各層および佐世保炭田の下部層群中に層状に貫入している肥前粗粒玄武岩類(山崎, 1959; 松本・山崎, 1960)に対比される。これらは、九州における玄武岩活動の先駆をなすものとして注目される。また得られた年代は、鳥居ほか(1985)による日本海の拡大に伴う西南日本の時計回りの回転の時期に相当するの興味深い。

Table 1. Fission track age data of zircon in xenolith included by basaltic rocks from Higashi-Matsuura Peninsula.

Sample	ΣNs	ρ_s	ΣNi	ρ_i	ϕ	n	PI	Age(Ma)	Method
W71(Xenolith from Matsuura B.)	495	3.53×10^6	3402	2.43×10^6	3.95×10^{14}	34	34	3.45 ± 0.20	2π FT
W71(ditto)	221	2.77×10^6	1140	1.43×10^6	3.95×10^{14}	20	85	2.56 ± 0.20	4π FT
※1(Matsuura Basalts)								2.7	K-Ar
W73(Xenolith from Yobuko I.R.)	1233	9.69×10^6	1848	1.45×10^6	3.95×10^{14}	32	100	15.8 ± 0.8	2π FT
W73(ditto)	893	1.02×10^6	776	8.81×10^5	3.95×10^{14}	22	95	15.2 ± 0.9	4π FT
※2(Yobuko Intrusive Rocks)								5.2	K-Ar

ΣNs : total number of counted spontaneous tracks, ρ_s : spontaneous track density (cm^{-2}), ΣNi : total number of counted induced tracks, ρ_i : induced track density (cm^{-2}), ϕ : thermal neutron fluence (cm^{-2}), n: number of grains used for age calculation, PI: precision index. ※1, ※2: data from ISHIBASHI (1985).

*渡辺・石橋(1987)⁽¹⁷⁾に一部加筆

*渡辺・石橋(1987)⁽¹⁷⁾に一部加筆

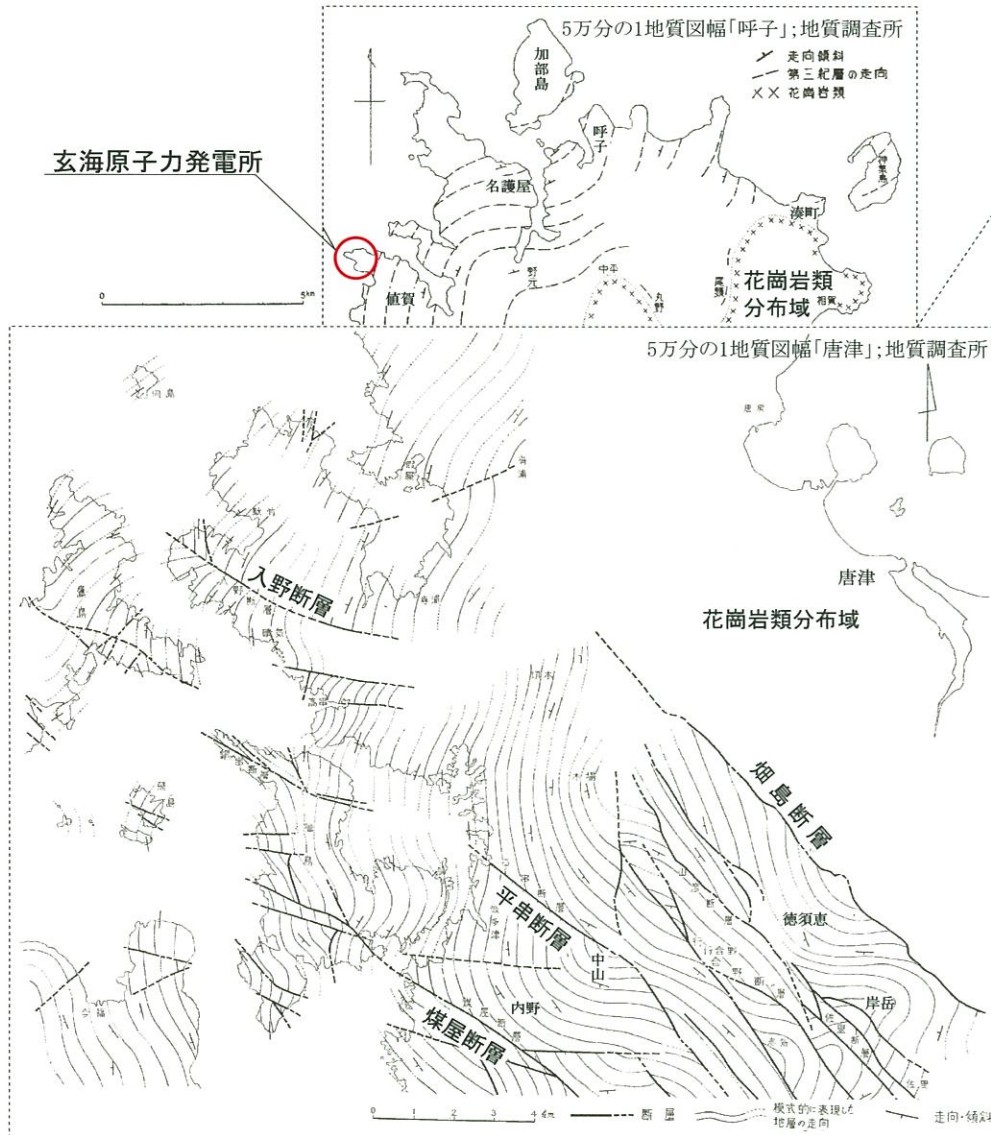
9 広域応力場と断層の成因について

- 1 敷地内地質調査位置図
- 2 破砕帯(断層)及びシームの特徴
- 3 玢岩境界の性状
- 4 敷地内断層総括表
- 5 断層性状一覧表
- 6 帯磁率の測定結果
- 7 薄片観察結果
- 8 玄武岩、八ノ久保砂礫層及び玢岩に関する文献
- 9 広域応力場と断層の成因について
- 10 参考文献

9 広域応力場と断層の成因について

更新

- 広域的に見ると敷地南方の古第三系～新第三系には褶曲構造が認められるものの、敷地付近の佐世保層群は同斜構造をなしている。
- 主な断層の生成時期は褶曲運動の後であり、明らかに玄武岩類を切るものは認められないことから、玄武岩流出以前とされている。



第三系は上記のように大局的にはNE-SW方向の走向で、北西方に傾斜するが、詳しくは湊町西方においてNNE-SSWの走向が、名護屋部落およびその南域ではほぼE-Wに変わり、さらに値賀村附近でふたたびNNE-SSWとなつて、ゆるい波状構造を示している(第1図)。*小林ほか(1955)⁽⁷⁾に一部加筆

本地域の第三系の走向は、相知・杵島両層群の分布する地域南東部では大局的にNW-SE方向、佐世保層群の分布する南西部・北西部ではそれぞれNS方向・NE-SW方向を示している。また南東部では褶曲構造が認められるのに対し、西部では走向に若干の波状変化があるが、ほぼ単斜構造をなしている。このような構造はNW-SE方向の優勢な多くの断層によって破壊されて、複雑な構造となっている(第10図)。

南東部にみられる褶曲構造は緩やかな波状をなし、大局的には1つの背斜と1つの向斜とからなっている。背斜は徳須恵附近から中山・内野にかけて認められ、向斜は岸岳附近からWSWに延びて、隣接伊万里図幅地域内の大野岳附近にその延長が認められる。このような褶曲構造は伊万里図幅地域内の相知・杵島両層群の分布地域に見られる著しい褶曲構造の延長と思われる。伊万里図幅地域内では、佐世保層群の下部も褶曲しているので、この褶曲の時期は中新世の初期かあるいはそれ以後ではないかと思われる。

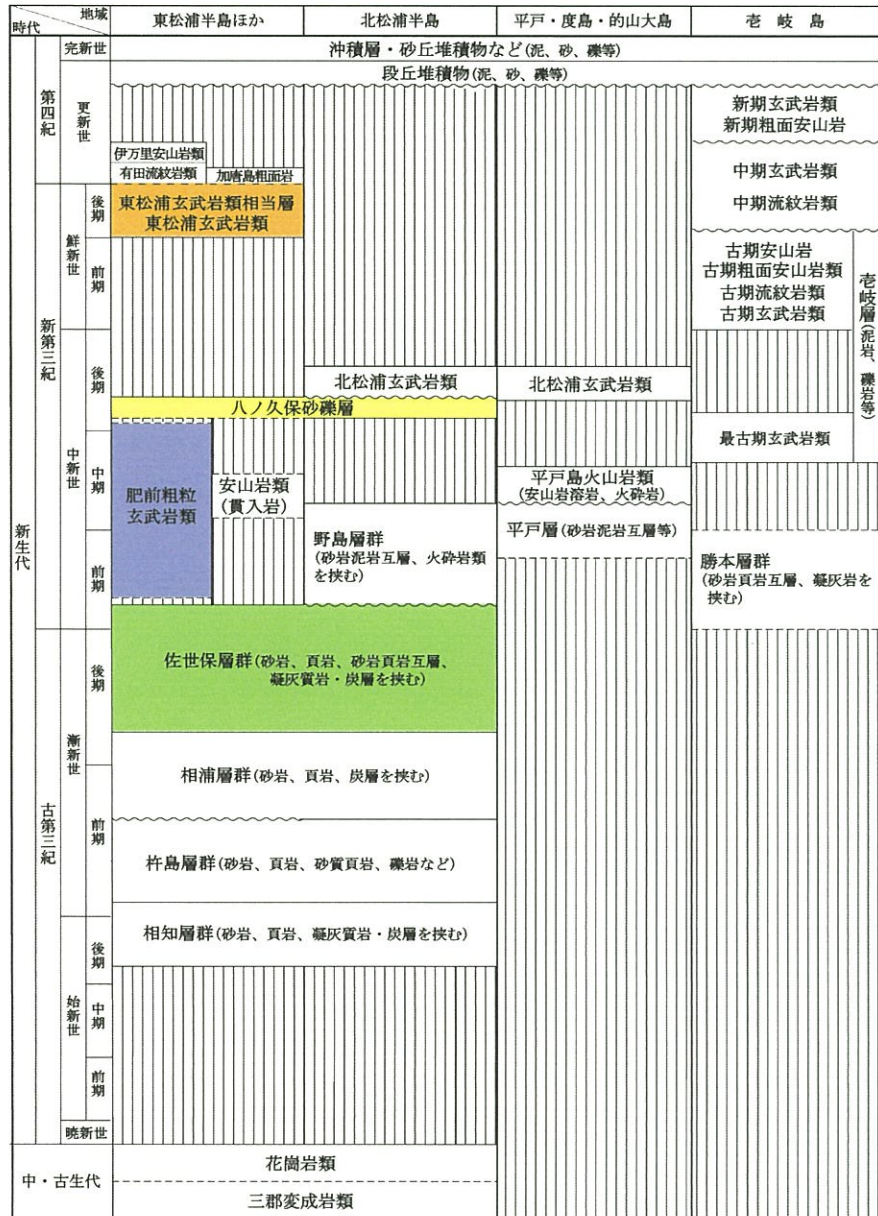
(中略)

図幅地域内の断層はNW-SE方向の正断層が優勢で、そのほとんどすべてのものが褶曲構造を切っている。地域南東部に見られる行合野断層・山彦断層およびこれに伴う断層は、いずれも僅かに弧状をなし、落差100m内外のおもに西落ちの断層であつて、これらが集まって断層帯をなしている。これらの断層と畑島断層との間には全く断層が認められず、またこの断層帯の西方にもこのような断層帯は認められない。図幅地域の西部に発達する断層(入野断層・平串断層・煤屋断層等)は、一般に落差300m内外で、その延長も長く、ほとんど直線をなすが、落ちの方向は一定しない。鷹島の東海岸および入野村の南西海岸に露出する地層の喰い違いから、日比水道にかなり大きな断層の存在が推定される。また鷹島と飛島およびその周辺の小島との間にも断層の存在が予想されるが、いずれも断層の位置、形態等は不明である。これらの断層以外に、褶曲構造に伴う断層や、第四紀に生じたと思われる小断層等があるが、いずれも小規模のため地質図には省略したのが多い。おもな断層の生成時期は褶曲運動の後であり、構造を支配するような大きな断層で明らかに玄武岩類を切るものは認められないので、玄武岩流出以前と思われる。*小林ほか(1955)⁽⁹⁾に一部加筆

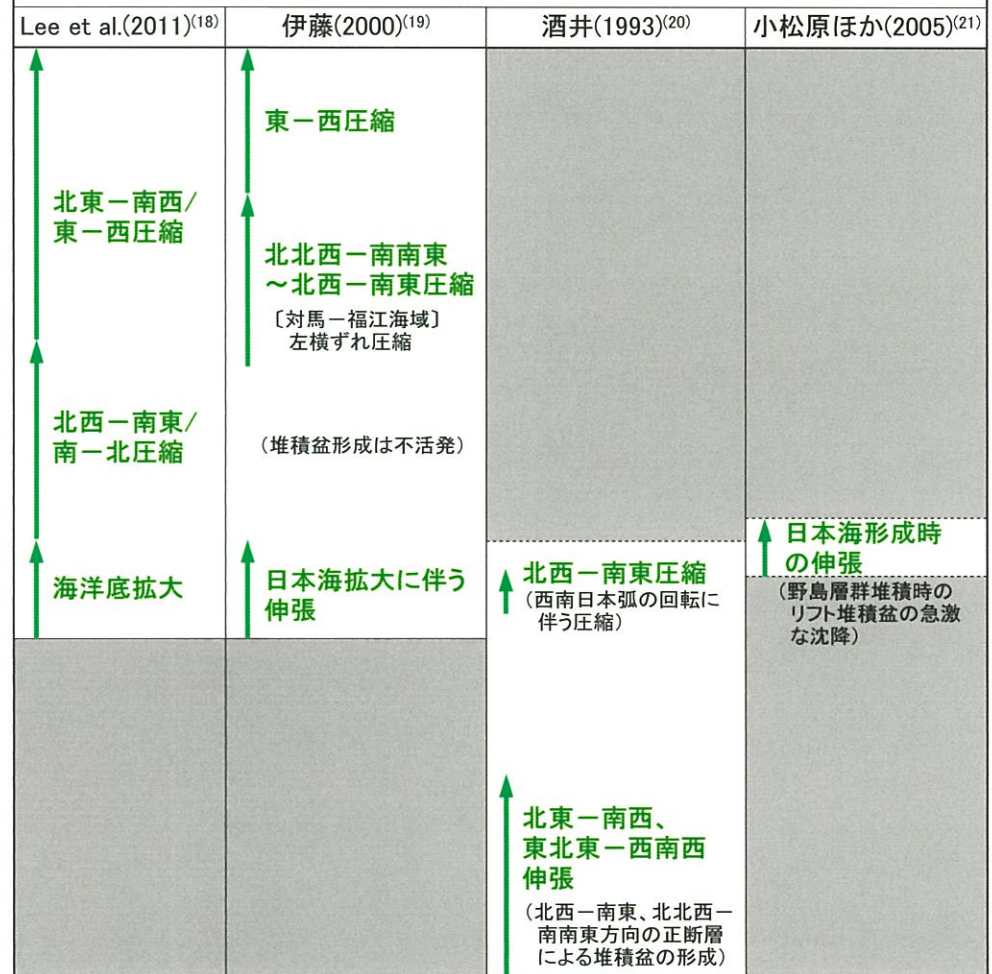
9 広域応力場と断層の成因について

更新

敷地周辺陸域の地質層序表



構造運動



○ 敷地内の断層は、少なくとも東松浦玄武岩類に変位・変形を与えていないことから、新第三紀鮮新世以前の伸張場あるいは圧縮場で形成されたと考えられる。

*着色部は、敷地内に分布する地質

10 参考文献

- 1 敷地内地質調査位置図
- 2 破碎帯(断層)及びシームの特徴
- 3 玢岩境界の性状
- 4 敷地内断層総括表
- 5 断層性状一覧表
- 6 帯磁率の測定結果
- 7 薄片観察結果
- 8 玄武岩、八ノ久保砂礫層及び玢岩に関する文献
- 9 広域応力場と断層の成因について
- 10 参考文献

10 参考文献

更新

番号	文 献 名
(1)	物理探査学会(2016):物理探査ハンドブック 増補改訂版、p.318.
(2)	金川久一(2011):現代地球科学入門シリーズ10、地球のテクトニクスII 構造地質学、共立出版、p.109.
(3)	吉村尚久(2001):粘土鉱物と変質作用、地学団体研究会.
(4)	白水晴雄(2010):粘土鉱物学(新装版)-粘土科学の基礎-、朝倉書店.
(5)	地盤工学会(2009):地盤材料試験の方法と解説(JGS0251-2009).
(6)	松井和典・宇都浩三・広島俊男(1997):20万分の1地質図幅「唐津(第2版)」、地質調査所.
(7)	小林 勇・今井 功・松井和典(1955):5万分の1地質図幅「呼子」及び同説明書、地質調査所.
(8)	Nakamura,E.,McDougall,I. and Campbell,I.H.(1986):K-Ar ages of basalts from the Higashi-matsuura district, northwestern Kyushu, Japan and regional geochronology of the Cenozoic alkaline volcanic rocks in eastern Asia. <i>Geochemical Journal</i> , vol.20, pp.91-99.
(9)	小林 勇・今井 功・松井和典(1956):5万分の1地質図幅「唐津」及び同説明書、地質調査所.
(10)	岩橋 徹(1961):北松地域およびその周辺にみられる八ノ久保砂礫層(新称)について-“佐世保炭田”の研究(その2)-、九大理研報(地質)、vol.1.5, pp.80-97.
(11)	松井和典・古川俊太郎・沢村孝之助(1989):佐世保地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)、地質調査所.
(12)	九州活構造研究会編(1989):九州の活構造、東京大学出版会.
(13)	山崎達雄(1959):唐津炭田の地質構造と貫入火成岩類、九州大学生産科学研究所報告、第26号、pp.33-53.
(14)	日本の地質「九州地方」編集委員会編(1992):日本の地質9 九州地方、共立出版株式会社.
(15)	松本達郎・野田光雄・宮久三千年(1962):日本地方地質誌「九州地方」、朝倉書店.
(16)	松本徠夫(1977):九州におけるグリンタフ変動と島弧変動の火山活動、地団研専報、20号、pp.257-264.
(17)	渡辺公一郎・石橋 澄(1987):捕獲岩中のジルコンを用いたフィッション・トラック法による玄武岩の年代測定-佐賀県東松浦半島産玄武岩類への応用、地質雑、vol.93、pp.65-68.
(18)	Lee, G.H., Yoon, Y., Nam, B.H., Lim, H., Kim, Y-S., Kim, H.J., Lee, K. (2011): Structural evolution of the southwestern margin of the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) and tectonic implications. <i>Tectonophysics</i> , 502, pp.293-307.
(19)	伊藤康人(2000):日本海南部~九州周辺の新生代後期テクトニクス、石油技術協会誌、第65巻、第1号、pp.48-57.
(20)	酒井治孝(1993):北部九州の第三紀堆積盆地のテクトニクスと堆積作用、地質学論集、第42号、pp.183-201.
(21)	小松原純子・鶴飼宏明・壇原 徹・岩野英樹・吉岡 哲・中嶋 健・鹿野和彦・小笠原憲四郎(2005):九州北西部、下部-中部中新統野島層群のフィッション・トラック年代と沈降速度、地質学雑誌、第111巻、第6号、pp.350-360.