

余白

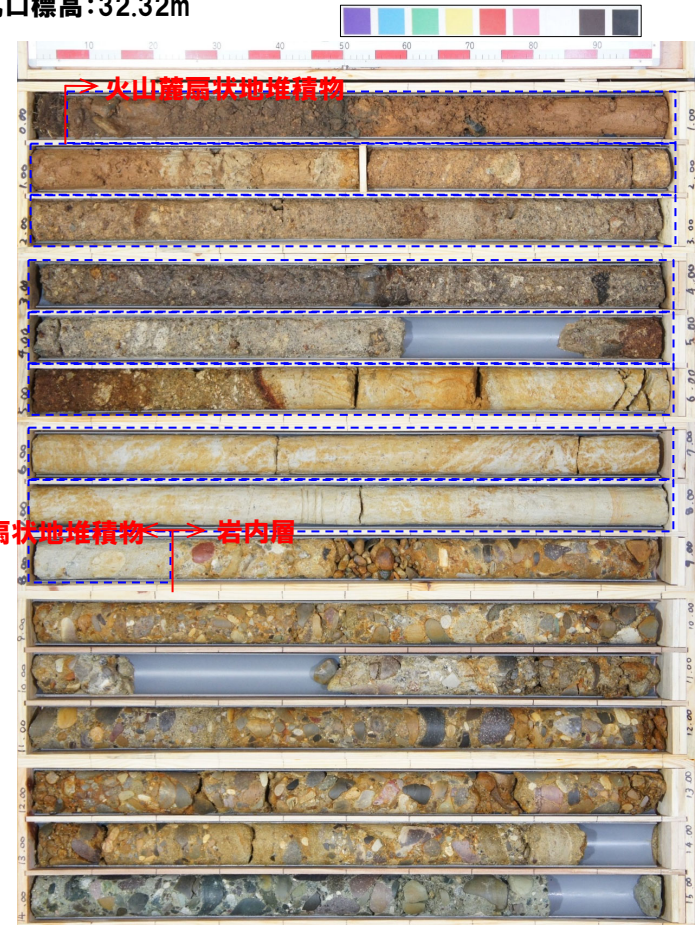
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

⑩ B-7ボーリング(1/3)

一部修正 (H28/2/5審査会合)

- 本地点においては、標高24.10~3.56m(深度8.22~28.76m)に、岩内層が認められる。
- また、岩内層上位の標高32.27~24.10m(深度0.05~8.22m)に認められる堆積物は、安山岩のクサリ礫を主体とし、弱い堆積構造が認められることから、火山麓扇状地堆積物に区分される。
- 仮にニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が本地点に到達していた場合、本火砕流堆積物の噴出年代より古い岩内層の上位に、本火砕流堆積物が認められる可能性が考えられるが、そのような状況は認められない。

孔口標高:32.32m



コア写真(深度0~15m)



コア写真(深度0.5~1.5m)別孔



- : ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が確認される調査地点
- : ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が到達していた場合、本火砕流堆積物が想定される層位に認められない調査地点

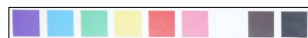
調査位置図

- : 仮にニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が本地点に到達していた場合、本火砕流堆積物が想定される層位

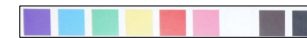
⑩ B-7ボーリング (2/3)

一部修正 (H28/2/5審査会合)

孔口標高:32.32m



コア写真 (深度15~30m)



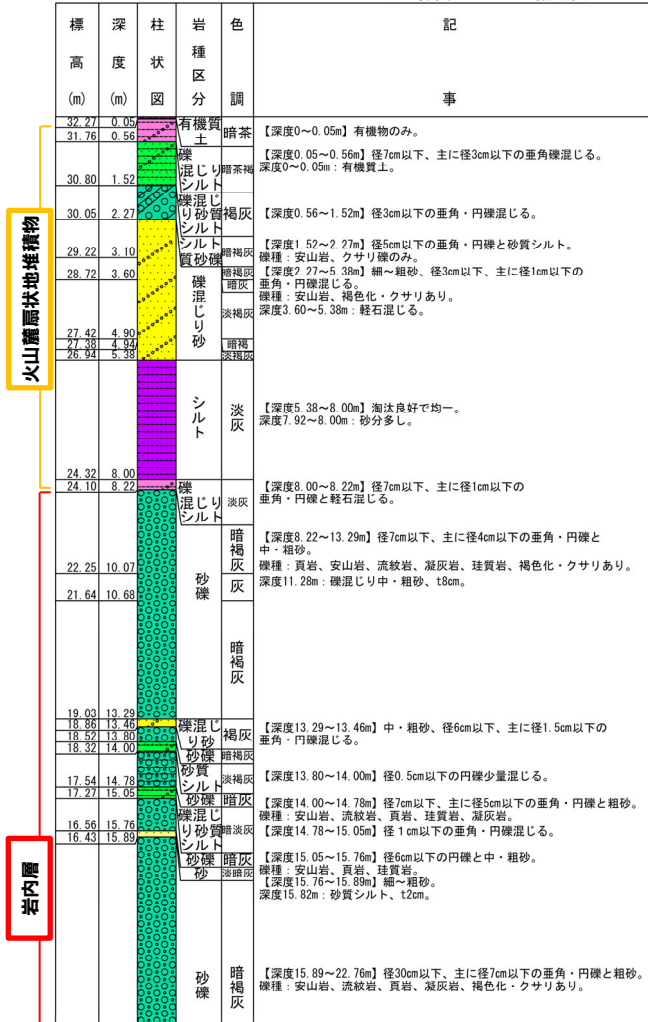
コア写真 (深度30~40m)

4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

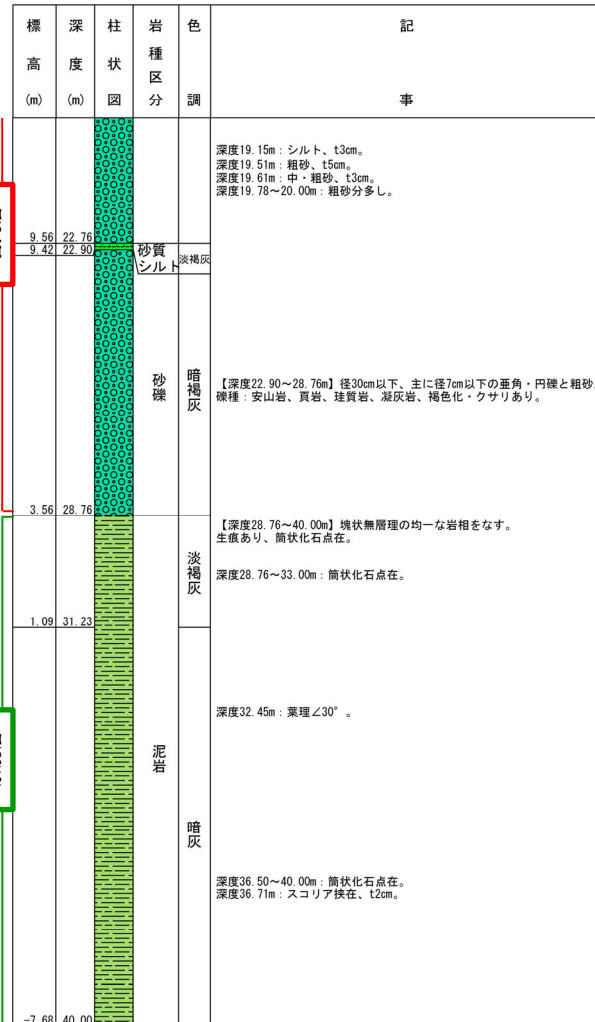
⑩ B-7ボーリング (3/3)

一部修正 (H28/2/5審査会合)

B-7 孔口標高 32.32m 掘進長 40.00m



ボーリング柱状図 (深度0~20m)



ボーリング柱状図 (深度20~40m)

凡例

- 有機質土
- シルト
- 砂質シルト
- 礫混じり砂質シルト
- 礫混じりシルト
- 砂
- 礫混じり砂
- シルト質砂礫
- 砂礫
- 泥岩

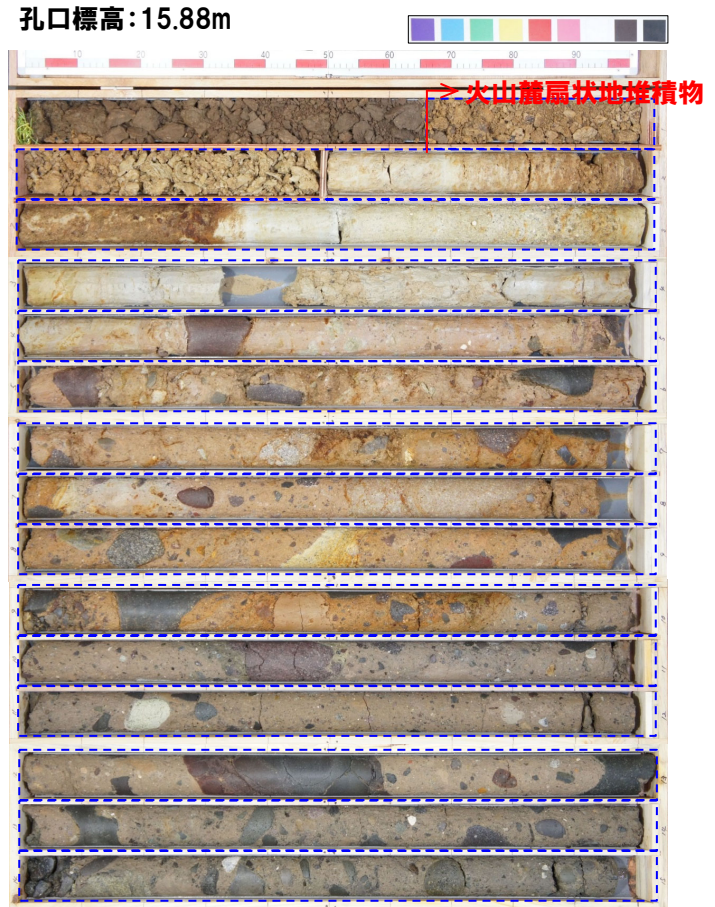
余白

4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

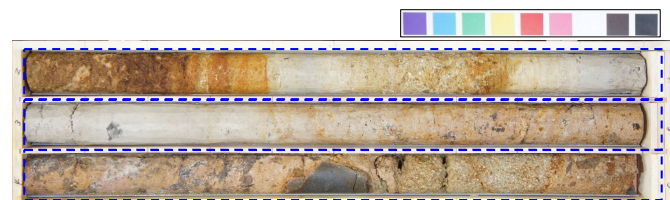
⑪ C-1ボーリング(1/3)

一部修正 (H28/2/5審査会合)

- 本地点においては、標高-1.39~-20.17m(深度18.23~36.05m)に、岩内層が認められる。
- また、岩内層上位の標高15.23~-2.35m(深度0.65~18.23m)に認められる堆積物は、安山岩のクサリ礫を主体とし、円礫を多く含み、シルト塊が認められることから、火山麓扇状地堆積物に区分される。
- 仮にニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が本地点に到達していた場合、本火砕流堆積物の噴出年代より古い、岩内層の上位に、本火砕流堆積物が認められる可能性が考えられるが、そのような状況は認められない。



コア写真(深度0~15m)



コア写真(深度2~5m)別孔



- : ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が確認される調査地点
- : ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が到達していた場合、本火砕流堆積物が想定される層位に認められない調査地点

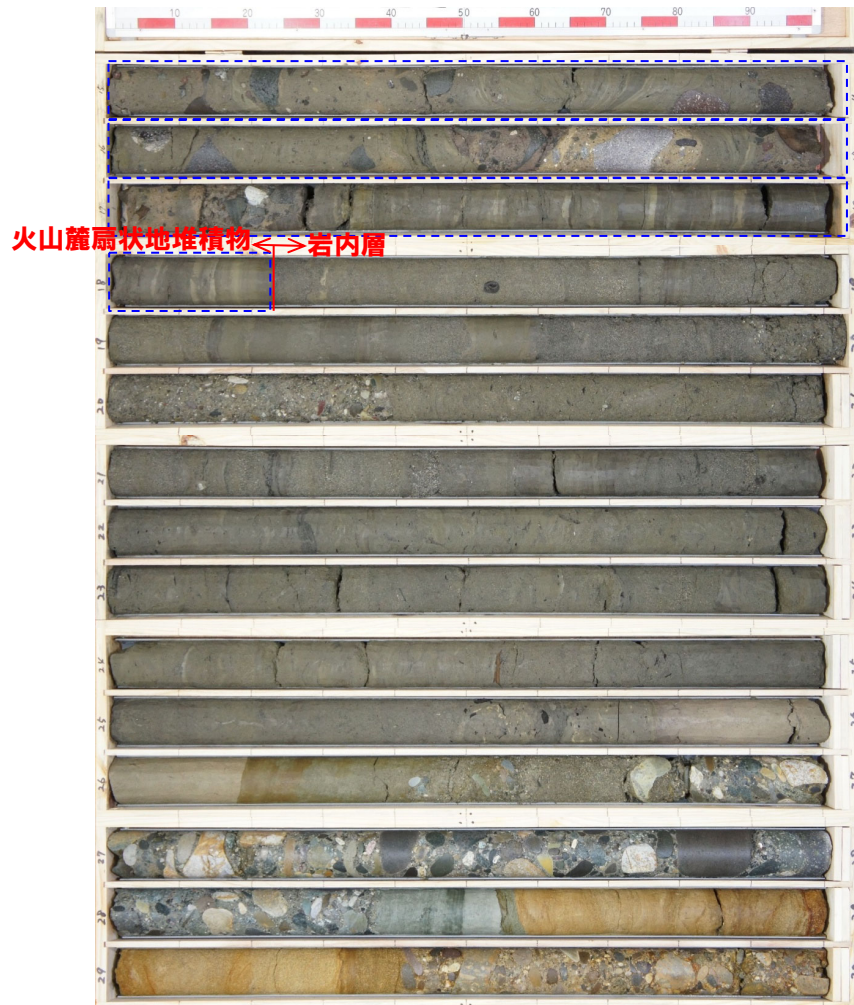
調査位置図

□ : 仮にニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が本地点に到達していた場合、本火砕流堆積物が想定される層位

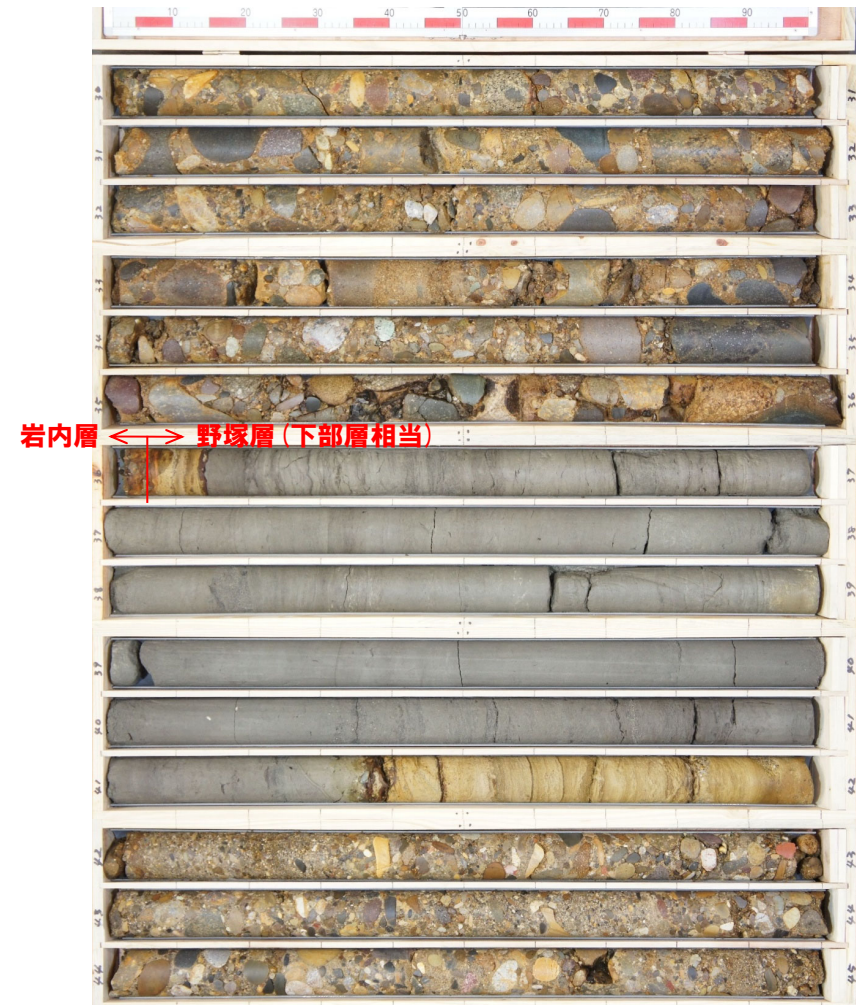
⑪ C-1ボーリング(2/3)

一部修正(H28/2/5審査会合)

孔口標高:15.88m



コア写真(深度15~30m)



コア写真(深度30~45m)

⋯ : 仮にニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が本地点に到達していた場合、本火砕流堆積物が想定される層位

4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

⑪ C-1ボーリング (3/3)

一部修正 (H28/2/5審査会合)

C-1 孔口標高 15.88m 掘進長 45.00m

標高 (m)	深度 (m)	柱状図	岩種区分	色調	記事
15.23	0.65		有機質シルト	暗褐色	【深度0~0.65m】植物根と少量のクサリ礫混じる。
14.38	1.50		シルト	炭褐色	【深度0.65~1.70m】均一。
14.18	1.70		炭褐色		
13.60	2.28		礫混じり砂質シルト	暗褐色	【深度1.70~2.28m】径1cm以下の垂角・円礫混じる。 礫種：安山岩、クサリ。
13.40	2.48		暗褐色		
13.13	2.75		シルト	炭褐色	【深度2.48~2.75m】径1.5cm以下の垂角・円礫混じる。 礫種：安山岩、クサリ。
11.58	4.30		シルト	炭褐色	【深度2.75~4.30m】均一。深度3.40~3.85m：炭質物混じる。
			炭褐色		
			礫混じり砂質シルト		【深度4.30~17.27m】径13cm以下、主に径7cm以下の角・垂角・円礫混じる。 礫種：安山岩、珪質岩、褐色化・クサリあり。
6.10	9.78		暗褐色		
			砂質シルト		深度10.70m：シルト塊、10cm大。
			暗褐色		深度12.28~12.50m：安山岩巨礫。
			暗褐色		深度14.27m：シルト塊、7cm大。
			暗褐色		深度15.50~15.82m：細砂・シルトが葉理をなし綿状。 深度15.88~16.63m：有機物点在。
			暗褐色		深度16.63m：有機質土、t1cm、 $\angle 35^\circ$ 。 深度16.45m：有機質土、t1cm、 $\angle 15^\circ$ 。 深度16.63~16.83m：シルト塊。
-1.39	17.27		シルト	暗褐色	【深度17.27~18.23m】砂質部挟し葉理をなす。
-2.35	18.23		砂	暗褐色	【深度18.23~19.14m】細・中砂。深度18.30m：シルト、t1cm。 深度18.23~18.68m：不規則にシルト混じる。 深度18.74m：シルト、t3cm。深度18.80m：シルト、t4cm、 $\angle 5^\circ$ 。 【深度19.14~19.41m】砂質部と互層し葉理をなす。 【深度19.41~19.90m】細・中砂。淘汰良好。 深度19.55m：砂質シルト、t9cm、生痕あり。
-3.26	19.14		砂質シルト	暗褐色	
-3.53	19.41		砂	暗褐色	
-4.02	19.90		砂	暗褐色	

ボーリング柱状図 (深度0~20m)

標高 (m)	深度 (m)	柱状図	岩種区分	色調	記事
-4.52	20.40		砂礫	暗褐色	【深度19.90~20.40m】径6cm以下、主に径2cm以下の垂角・円礫。 礫種：安山岩、頁岩、流紋岩。 【深度20.40~21.47m】細~粗砂、シルト混在。炭質物点在、径1cm以下の垂角礫少量混じる。深度21.12~21.47m：シルト挟在、t0.5~4cm。
-5.59	21.47		シルト混じり砂	暗褐色	【深度21.47~21.79m】葉片状の炭質物挟在。
-5.91	21.79		シルト	暗褐色	【深度21.79~21.92m】細~粗砂、少量の炭質物混じる。
-6.04	21.92		砂質シルト	暗褐色	【深度21.92~22.64m】生痕あり、炭質物点在。
-6.76	22.64		シルト混じり砂	暗褐色	【深度22.64~25.49m】細・中砂、不規則にシルト混じり、生痕あり。 葉片状・片状の炭質物点在。 深度24.55m：木片5cm大。
-9.61	25.49		砂質シルト	暗褐色	【深度25.49~26.44m】葉片状・片状の炭質物点在。
-10.56	26.44		砂礫	暗褐色	【深度26.44~26.59m】径4cm以下、主に径2cm以下の円礫と中・粗砂。
-10.71	26.59		砂	暗褐色	【深度26.59~26.73m】中・粗砂、淘汰良好。
-10.85	26.73		砂礫	暗褐色	【深度26.73~28.37m】径10cm以下、主に径5cm以下の円礫と粗砂。 礫種：安山岩、頁岩、珪質岩、流紋岩。
-12.49	28.37		砂	暗褐色	【深度28.37~29.41m】細・中砂。 深度28.37~28.93m：シルト挟在、t1~8cm。深度28.49m：葉理 $\angle 2^\circ$ 。 深度29.34m：シルト、t0.5cm、 $\angle 5^\circ$ 。 【深度29.41~36.05m】径19cm以下、主に径3cm以下の円礫と粗砂。 礫種：花崗閃緑岩、安山岩、流紋岩、頁岩、珪質岩、凝灰岩。
-12.70	28.58		砂	暗褐色	
-13.53	29.41		砂礫	暗褐色	深度33.38~33.47m：礫混じり粗砂。
-20.17	36.05		暗褐色		
-20.26	36.14		暗褐色		
			固結シルト	暗褐色	【深度36.05~40.31m】無層理、生痕あり、少量の炭質物点在。 深度36.36~36.46m：シルト質細砂、葉片状炭質物挟在、 $\angle 3\sim 15^\circ$ 。 深度37.04~37.43m：葉片状炭質物挟在。 深度37.75~37.90m：生痕あり。 深度38.18m：細・中砂、t5cm、 $\angle 5^\circ$ 。 深度38.50m：生痕あり。

ボーリング柱状図 (深度20~40m)

標高 (m)	深度 (m)	柱状図	岩種区分	色調	記事
-24.43	40.31		固結砂質シルト	暗褐色	【深度40.31~41.37m】t1cm以下の細砂レンズ挟在。 深度40.80~41.37m：炭質物点在。 深度41.38m：径2cm以下の垂角礫混じる。
-25.49	41.37		砂	暗褐色	【深度41.37~42.00m】シルト挟在し綿状、葉理 $\angle 0\sim 10^\circ$ 。
-25.67	41.55		砂	暗褐色	
-26.12	42.00		砂礫	暗褐色	【深度42.00~45.00m】径7cm以下、主に径5cm以下の円礫・粗砂。 礫種：頁岩、凝灰岩、流紋岩、安山岩、珪質岩、褐色化あり。 深度44.88~45.00m：砂分多し。
-29.12	45.00		砂礫	暗褐色	

ボーリング柱状図 (深度40~45m)

凡例

- シルト
- 有機質シルト
- 砂質シルト
- 礫混じり砂質シルト
- 砂
- シルト混じり砂
- 砂礫
- 固結シルト
- 固結砂質シルト

火山礫層状地堆積物

岩内層

野塚層 (下部層相当)

野塚層 (下部層相当)

余白

⑫ ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の堆積状況に関する考察(1/2)

- 石田ほか(1991)における火砕流堆積物分布範囲の縁辺部に位置するH29岩内-5は層厚が薄い状況であるが、給源側において近接するH29岩内-1及びH29岩内-6地点においては相対的に層厚が厚い状況が認められる。
- このような堆積状況に関して考察するため、まず火砕流の分類に関する文献レビューを実施した。

【文献レビュー】

- 噴出物の量及び本質岩塊の密度により火砕流の分類をしている荒牧(1968)をレビューした。
 - ・火砕流の規模は、 10^7 の範囲にわたるが、規模の大小によりその特徴が変化するとされている。
 - ・最も重要な性質は、含まれる本質物質の見かけ密度の差であり、大型のものはほぼ例外なく低密度(発泡度が大)であるのに対し、高密度の本質岩塊をもつものは例外なく小型であるとされている。
 - ・中間の規模の火砕流は中位の発泡度の軽石やスコリアを含む場合が多い、岩質は、大型のものは流紋岩・デイサイトが圧倒的に多いのに対し、小型のものは種々の岩質のものがあ、環太平洋火山帯のような、arc(弧)型火山地域では、最も多い岩型を反映して、安山岩質のものが多くとされている。

- 荒牧(1968)を踏まえると、火砕流の規模が大きいほど、その火砕流堆積物の密度は小さいことから、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の密度から、その規模について検討を行う。
- 検討においては、H29岩内-6ボーリングにおいて採取したニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)及び幌似周辺露頭①で採取した洞爺火砕流堆積物(354km³(DRE)※)の軽石を対象に実施した当社密度測定(見かけ密度)結果と、文献に示される以下の火砕流堆積物の軽石の平均密度との比較を行った(右表及び右図参照)。(大規模な火砕流)
 - ・入戸火砕流堆積物(353~414km³(DRE)※)
 - (中小規模な火砕流)
 - ・Ko-a(北海道駒ヶ岳)(0.2km³(DRE)※)
 - ・Ta-a(樽前山)(1.6km³(DRE)※)

※各火砕流堆積物を噴出した噴火における総噴出量を示す。

- 火砕流の規模に差が認められる火山噴出物の密度を測定した結果、噴出物体積が数100km³の洞爺火砕流堆積物及び入戸火砕流堆積物に比べ、数km³以下のKo-a及びTa-aの密度は大きい。
- H29岩内-6ボーリングに認められるニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の軽石の密度は、洞爺火砕流堆積物及び入戸火砕流堆積物に比べ、大きく、Ko-a及びTa-aと同等であることから、その規模は大規模なものではないと推定される。

火山噴出物名	平均密度(g/cm ³)	根拠
洞爺火砕流堆積物	0.661	当社測定結果
入戸火砕流堆積物	0.576	上野(2001)
ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)	0.858	当社測定結果
Ko-a	0.84	佐々木・勝井(1981)
Ta-a	0.835	佐々木・勝井(1981)



各火砕流堆積物に含まれる軽石の密度
(当社測定結果、上野(2001)及び佐々木・勝井(1981)を基に作成)

⑫ ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の堆積状況に関する考察(2/2)

○次に、火砕流の規模と堆積状況について記載されている文献のレビューを実施した。

○火砕流の規模と堆積状況について記載されている早川(1991)をレビューした。

・Wilson(1980)は、火砕流の中を上昇するガス流速の違いによって火砕流を次の3タイプに分けることを提唱しているとされている。

(タイプ1 ガスがゆっくりと上昇する火砕流)

- ・活動中の溶岩円頂丘や溶岩流の一部が崩壊して発生するような、発泡度が低い岩塊を多く含む小規模の火砕流の中では、上昇するガス流速が遅いために流動化による降伏強度の低下がほとんど起こらないとされている。
- ・有珠山の1822年文政熱雲など、熱雲と呼ばれた火砕流の大部分がこのタイプであるとされている。

(タイプ2 ガスが中程度の速さで上昇する火砕流)

- ・流れがいくぶん膨張する程度のガス流速が実現すると大きな粒子の内部移動が可能になり、重力の作用で重い岩片が下方に集積する級化(grading)が起こる。流れ全体の密度より軽石の密度が軽いときには、粗粒軽石が上方に集積する逆級化が見られるとされている。
- ・中小規模の軽石質火砕流の多くがタイプ2に分類されるとされている。

(タイプ3 ガスが速く上昇する火砕流)

- ・砂粒子の大部分が流動化する程度のガス流速が達成されたときには降伏強度が著しく低下する。これによって流動性が增大するから、急斜面上に堆積物はほとんど残らないとされている。
- ・大規模な軽石質火砕流のほとんどがタイプ3であるとされている。
- ・実測された火砕流の最高速度は13~50m/sの間にあるが、どれもタイプ1火砕流あるいはタイプ2火砕流の計測値である。地質時代に起こった複数のタイプ3火砕流の速さを、乗り越えた山地の比高とエネルギー保存則によって計算すると、70~200m/sが得られるとされている。
- ・十分な質量をもって出発した火砕流の到達距離は与えられた速度によって決まる。すべての火砕物の流速が0に等しくなったときが、その火砕流が停止するときである。流路には比較的厚い堆積物が残され、先端には急崖が形成されるだろうとされている。
- ・速い火砕流の到達距離は出発時の質量によって決まることが理解できる。火砕流はその最終段階で、流れるべき火砕物がなくなるためにそこで消滅するのである。流路には薄い堆積物が残され、先端はレンズ状に尖滅するとされている。



- 早川(1991)を踏まえると、中小規模の火砕流は、降伏強度の低下が比較的小さいことから、末端部においても、厚い堆積物が残されるものと考えられる。
- ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)は大規模なものではないと推定されることから、H29岩内-1及びH29岩内-6ボーリングにおいて層厚が厚い状況は、早川(1991)の知見と矛盾するものではない。

1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.264
3. 支笏カルデラ及び洞爺カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.278
3.1 支笏火砕流	P.280
3.2 洞爺火砕流	P.288
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.298
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.358
5.1 始良カルデラ	P.359
5.2 阿蘇カルデラ	P.365
5.3 倶多楽・登別火山群	P.369
6. 火山影響評価に関する文献レビュー	P.412
6.1 火山活動の規模と設計対応不可能な火山事象の評価	P.413
6.2 巨大噴火の可能性評価	P.417
参考文献	P.435

1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.264
3. 支笏カルデラ及び洞爺カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.278
3.1 支笏火砕流	P.280
3.2 洞爺火砕流	P.288
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.298
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.358
5.1 始良カルデラ	P.359
5.2 阿蘇カルデラ	P.365
5.3 倶利伽羅カルデラ	P.369
6. 火山影響	P.412
6.1 火砕流	P.413
6.2 巨大噴火の可能性評価	P.417
参考文献	P.435

① 始良Tn火山灰(AT)の分布状況 P. 360

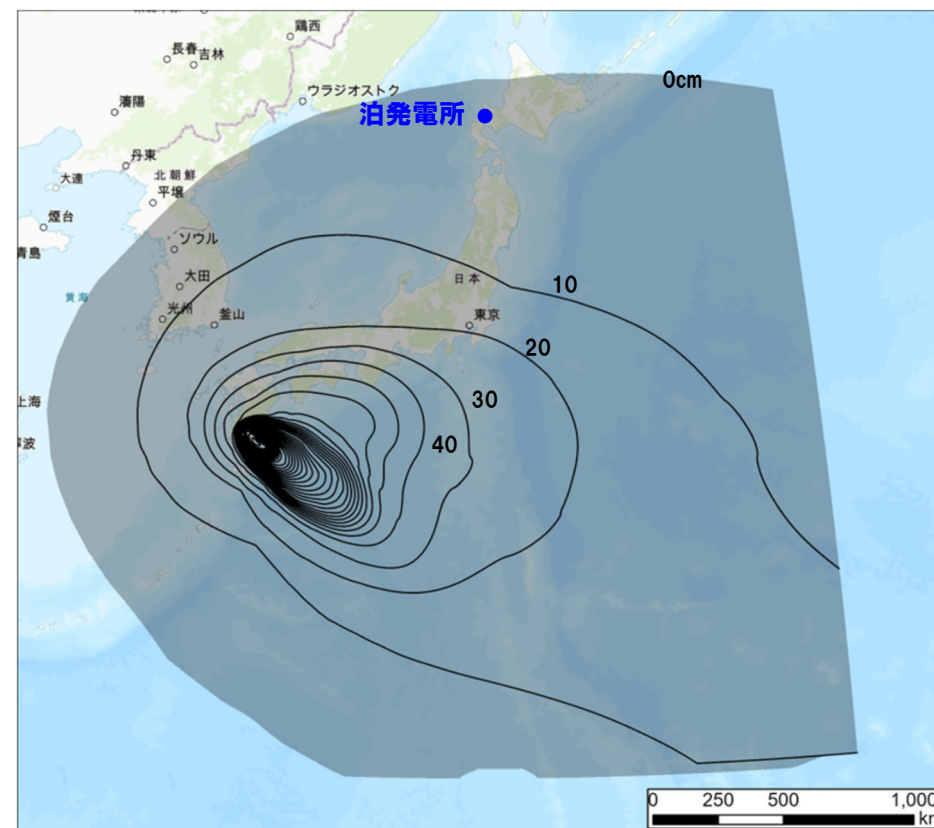
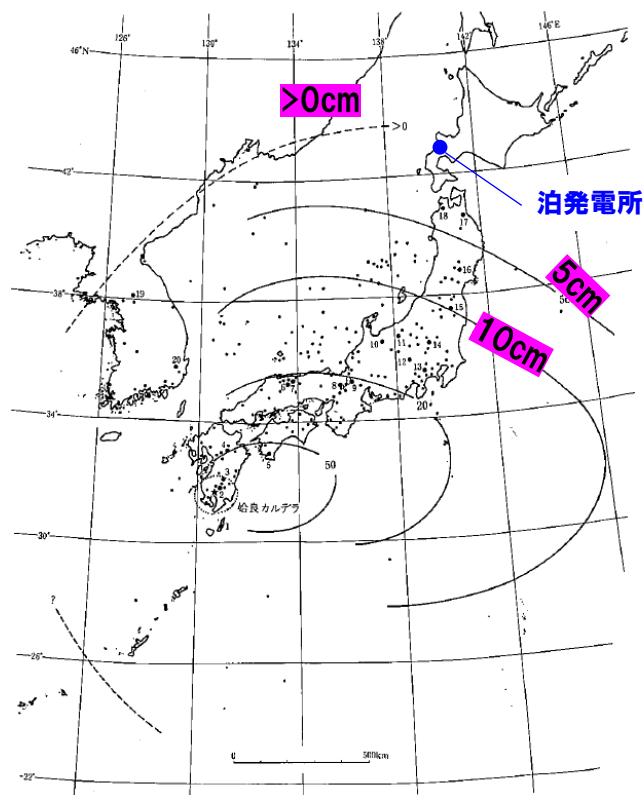
② 活動履歴 P. 361

③ 始良入戸噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性 P. 362

5.1 始良カルデラ

① 始良Tn火山灰(AT)の分布状況

- 始良カルデラにおける最大規模の噴火は、約30ka (30,174-19,982calBP) に始良Tn火山灰(AT), 入戸火砕流-亀割坂角礫堆積物(Ito-Km), 妻屋火砕流堆積物(Tm), 垂水火砕流堆積物及び大隅降下軽石(OS)を噴出した始良入戸噴火である。
- 始良Tn火山灰(AT)は、日本列島及び周辺の広範囲を覆い、北日本においては青森県までその分布が認められている。
- 町田・新井(2011)によれば、敷地周辺は層厚が0~5cmの範囲に該当する(左下図参照)。
- また、Uesawa et al.(2022)によれば、敷地周辺は層厚が0~10cmの範囲に該当する(右下図参照)。

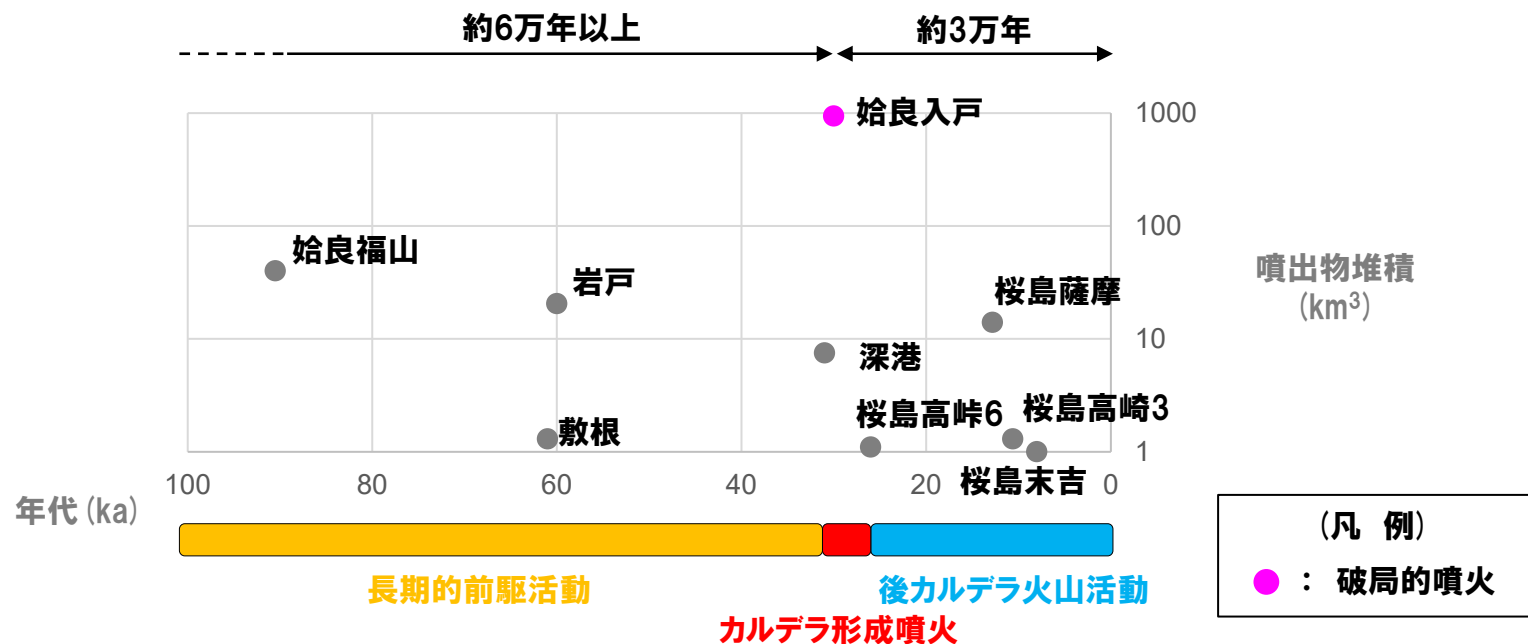


始良Tn火山灰(AT)の等層厚線図(左図:町田・新井(2011)に加筆, 右図:Uesawa(2023)を基に当社が作成)

5.1 始良カルデラ

② 活動履歴

○産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2022)によれば、始良入戸噴火の噴出物体積は、入戸火砕流-亀割坂角礫堆積物(Ito-Km) $500\text{--}600\text{km}^3$ ($200\text{--}250\text{km}^3$ (DRE)), 始良Tn火山灰(AT) 300km^3 (120km^3 (DRE))とされている。妻屋火砕流堆積物(Tm), 垂水火砕流堆積物及び大隅降下軽石(OS)も含めた当該噴火の総噴出量は $877\text{--}1006\text{km}^3$ ($353\text{--}414\text{km}^3$ (DRE))と推定され、噴出規模はVEI7~VEI8クラスであったとされている。



始良カルデラの噴火時系列

(噴出物堆積及び年代は産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2022)及び小林ほか(2013)に基づく)

5.1 始良カルデラ

③ 始良入戸噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性(1/2)

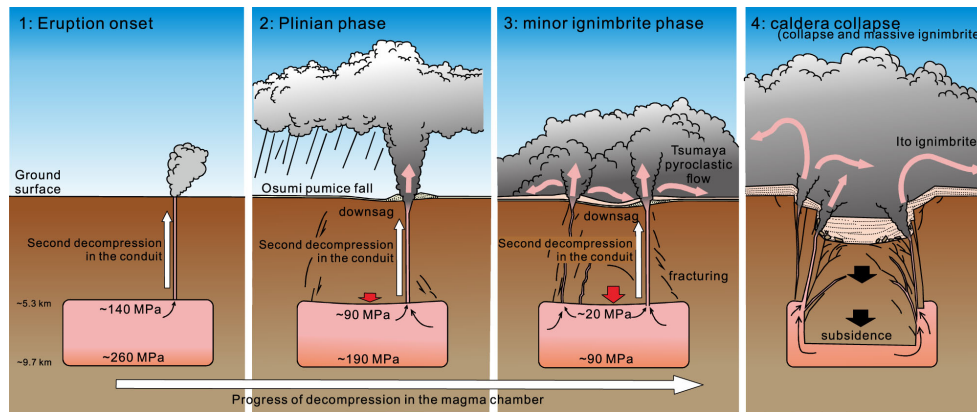
- 破局的噴火の活動間隔(約6年以上)は、始良入戸噴火からの経過時間(約3万年)に比べて十分長いことから、同規模の噴火までは十分な時間的余裕があると考えられる(P361参照)。
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2022)によれば、始良カルデラにおける現在の噴火活動は、桜島における後カルデラ火山活動ステージとされている。
- 下司(2016)及び東宮(2016)によれば、巨大噴火を発生させるためには、巨大噴火が可能な量の珪長質マグマ溜まりが、上部地殻内(約20km以浅)のうち、深度約10km程度以浅に形成されることが必要であり、また、そのマグマ溜まりの周囲には部分熔融域が広がっているものと考えられる(本編資料P136~P138参照)。
- 始良入戸噴火の石英ガラス内包物の含水量を測定し、当該噴火のマグマだまりの減圧過程を推定したGeshi et al.(2021)によれば、噴火直前のマグマだまりの深度が5.3~9.7kmであったとされている(次頁左図参照)。
- 高分解能な3次元地震波トモグラフィーによって始良カルデラ浅部の地震波速度構造を明らかにした為栗ほか(2022)によれば、始良カルデラ中央部の深さ12kmを最上部とするS波低速度領域が認められ、この領域はメルトを約7%程度含む領域であるとされている(次頁右図参照)。
- このため、当該S波低速度領域は、巨大噴火を引き起こす珪長質マグマの形成深度(深度約10km程度以浅)より深い位置に分布する。



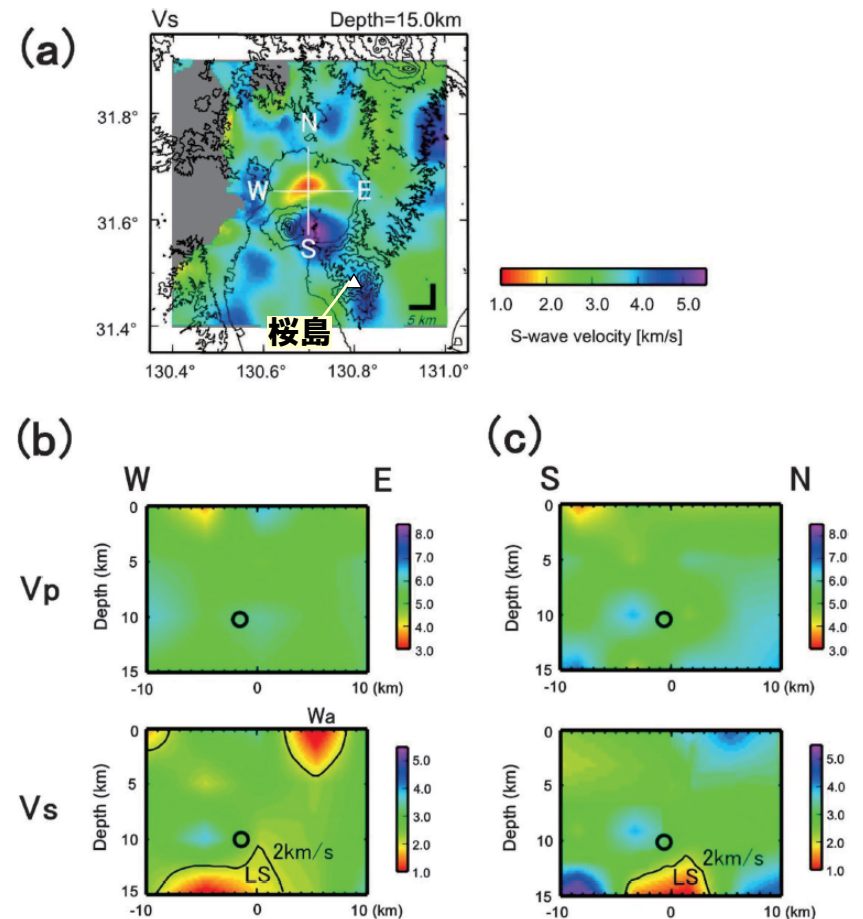
- 始良カルデラの活動履歴及び地下構造の検討の結果、現在の始良カルデラにおいては、巨大噴火が可能な深度に珪長質マグマが存在している可能性は十分小さく、始良Tn火山灰(AT)を噴出した噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性は十分小さい。

5.1 始良カルデラ

③ 始良入戸噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性 (2/2)



始良入戸噴火におけるマグマ減圧過程 (Geshi et al., 2021)



(a) 震度15kmにおける V_s 断面 (b) (c) V_p 及び V_s の東西及び南北方向の鉛直断面 (為栗ほか (2022) に加筆)

余白

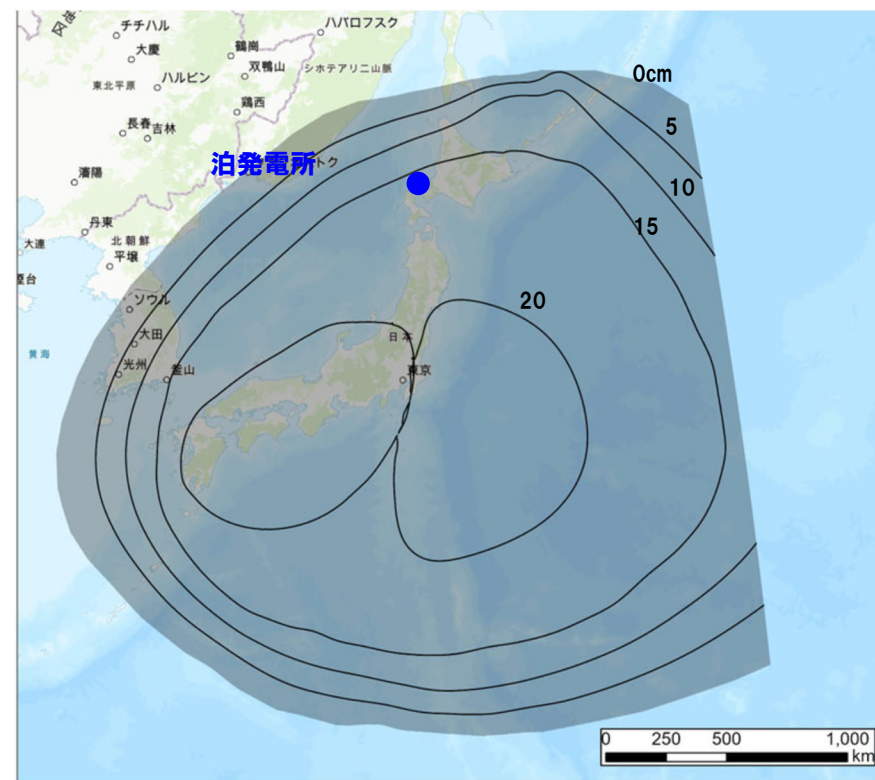
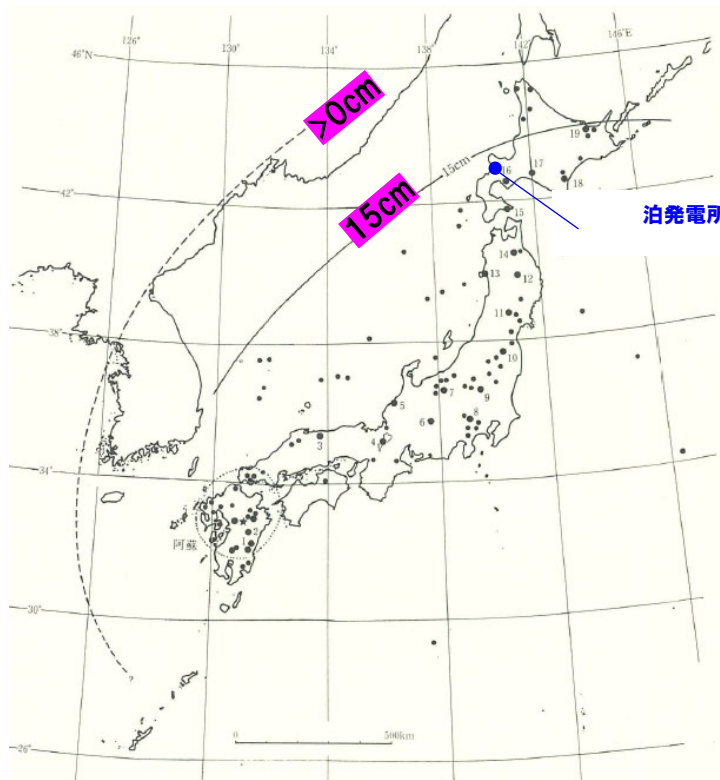
1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.264
3. 支笏カルデラ及び洞爺カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.278
3.1 支笏火砕流	P.280
3.2 洞爺火砕流	P.288
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.298
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.358
5.1 始良カルデラ	P.359
5.2 阿蘇カルデラ	P.365
5.3 倶利伽藍・登別火山群	P.369
6. 火山影響評価	P.412
6.1 火砕流	P.413
6.2 巨噴火	P.417
参考文献	P.435

① 阿蘇4火山灰(Aso-4)の分布状況	P. 366
② 活動履歴	P. 367
③ 阿蘇4噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性	P. 368

5.2 阿蘇カルデラ

① 阿蘇4火山灰 (Aso-4) の分布状況

- 阿蘇カルデラにおける最大規模の噴火は、86.8-87.3kaに阿蘇4火山灰 (Aso-4) を噴出した阿蘇4噴火である。
- 阿蘇4火山灰 (Aso-4) は、日本列島及び周辺の広範囲を覆い、北海道においては知床半島沖までその分布が認められている。
- 町田・新井 (2011) によれば、敷地周辺は層厚15cm以上の範囲に該当する (左下図参照)。
- また、Uesawa et al. (2022) によれば、敷地周辺は層厚が15~20cmの範囲に該当する (右下図参照)。

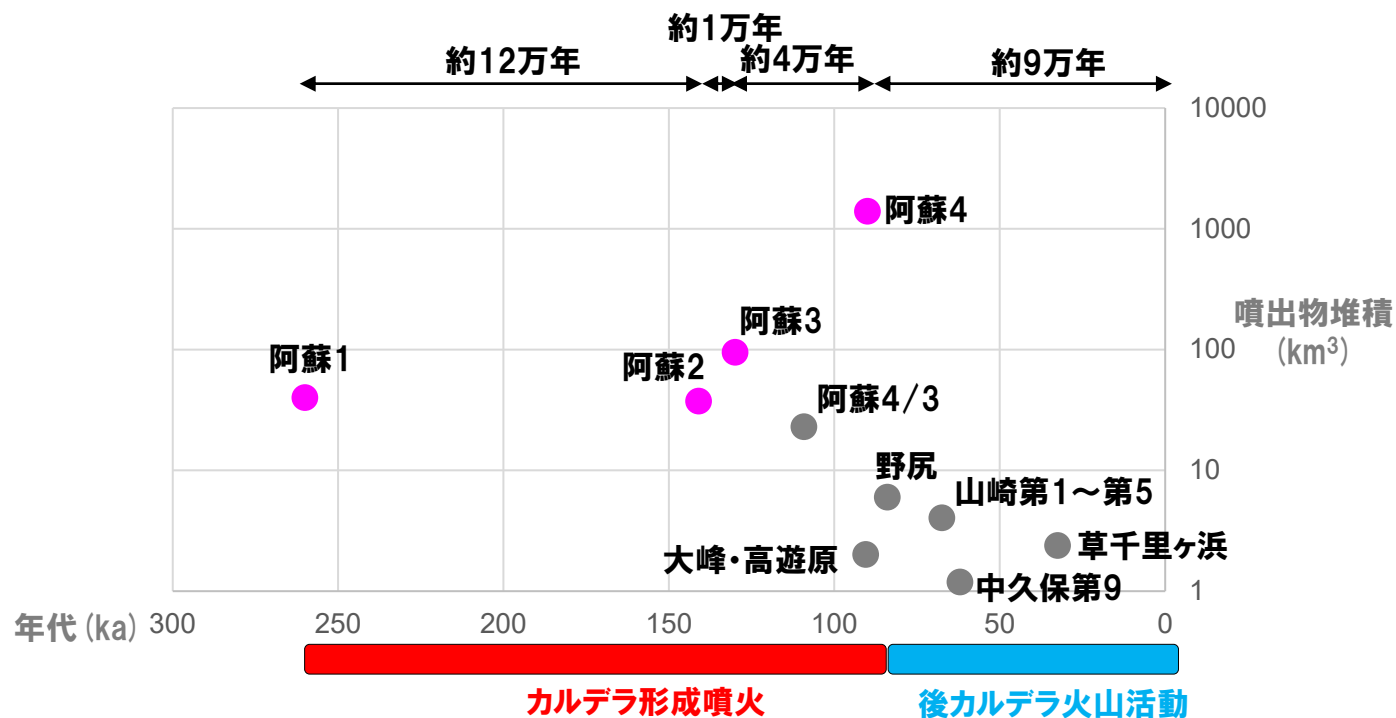


阿蘇4火山灰 (Aso-4) の等層厚線図 (左図:町田・新井 (2011) に加筆, 右図:Uesawa (2023) を基に当社が作成)

5.2 阿蘇カルデラ

② 活動履歴

- Takarada and Hoshizumi (2020) によれば、阿蘇4噴火の噴出物体積は、火砕流堆積物 $340\text{--}940\text{km}^3$ ($225\text{--}590\text{km}^3$ (DRE)), 降下火山灰 $590\text{--}920\text{km}^3$ ($240\text{--}370\text{km}^3$ (DRE))とされている。当該噴火の総噴出量は $930\text{--}1860\text{km}^3$ ($465\text{--}960\text{km}^3$ (DRE))と推定され、従来の噴出規模VEI7がVEI8に訂正されるとされている。
- 町田・新井(2011)及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2020)によれば、阿蘇4噴火に次ぐ規模を持つ噴火は、260kaの阿蘇1火山灰(Aso-1), 141kaの阿蘇2火山灰(Aso-2)及び130kaの阿蘇3火山灰(Aso-3)を噴出した各噴火(阿蘇1～阿蘇3噴火)とされ、いずれの噴火も給源から広範囲に火砕流堆積物の分布が認められる。
- 山元(2014)によれば、阿蘇1～阿蘇3噴火の噴出物体積は、Aso-1が 50km^3 (32km^3 (DRE)), Aso-2が 50km^3 (32km^3 (DRE)), Aso-3が 150km^3 (96km^3 (DRE))とされ、噴出規模はいずれもVEI6以上とされている。



阿蘇カルデラの噴火時系列

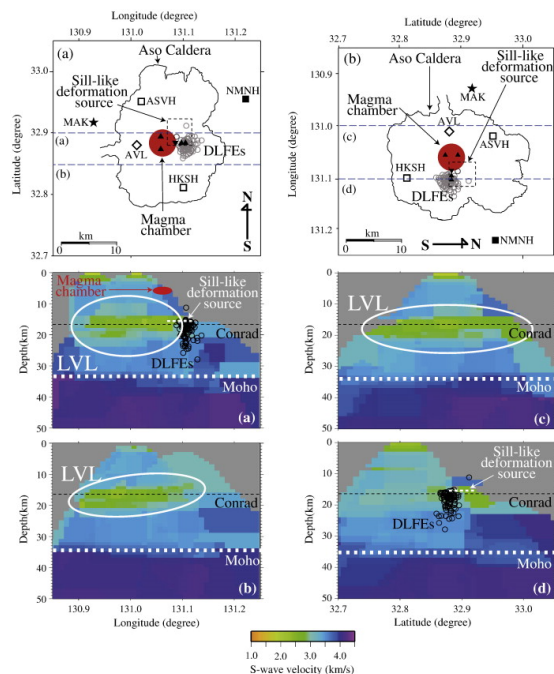
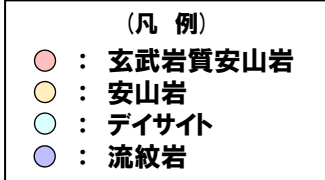
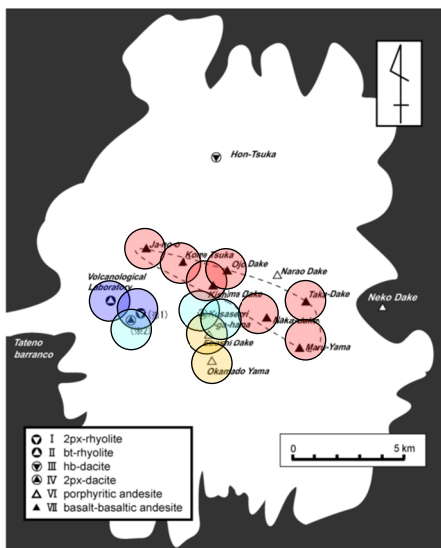
(噴出物堆積及び年代はMcLean et al. (2020), Miyabuchi (2009, 2011), Takarada and Hoshizumi (2020), 星住 (2022), 山元 (2014) に基づく)

③ 阿蘇4噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性

- 阿蘇4噴火及び阿蘇1～3噴火の最短の活動間隔(約1万年)は、阿蘇4噴火からの経過時間(約9万年)に比べて短いため(前頁参照)、これらの噴火と同規模の噴火のマグマ溜まりを形成している可能性及びこれらの噴火と同規模の噴火を発生させる供給系ではなくなっている可能性等が考えられる。
- 阿蘇カルデラにおける現在の噴火活動は、阿蘇4噴火以降、草千里ヶ浜軽石(Kpfa)等の阿蘇中央火口丘群における小規模噴火が発生していることから、阿蘇中央火口丘群における後カルデラ火山噴火ステージと考えられる。
- 三好ほか(2005)によると、阿蘇カルデラ中央部で玄武岩質マグマが、周辺で珪長質マグマが活動しているとされており、後カルデラ期には大規模な珪長質マグマ溜まりが存在する可能性は十分小さいと考えられる(左下図参照)。
- Abe et al.(2010)によると、阿蘇カルデラ下の深度15-25kmに地震波の低速度域が認められ、マグマの存在が示唆されるとされているが、大規模噴火が可能な量の珪長質マグマ溜まりの形成深度が深度約10km程度で浅であることを踏まえると(本編資料P136~P138参照)、巨大噴火を引き起こす珪長質マグマの形成深度(深度約10km程度で浅)より深い位置に分布する(右下図参照)。



- 阿蘇カルデラの活動履歴、噴出物の組成及び地下構造の検討の結果、現在の阿蘇カルデラにおいては、巨大噴火が可能な深度に珪長質マグマが存在している可能性は十分小さく、阿蘇4火山灰(Aso-4)及び阿蘇1～阿蘇3火山灰(Aso-1～Aso-3)を噴出した噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性は十分小さい。



阿蘇カルデラのS波速度構造
(左:東西断面, 右:南北断面)
(Abe et al., 2010)

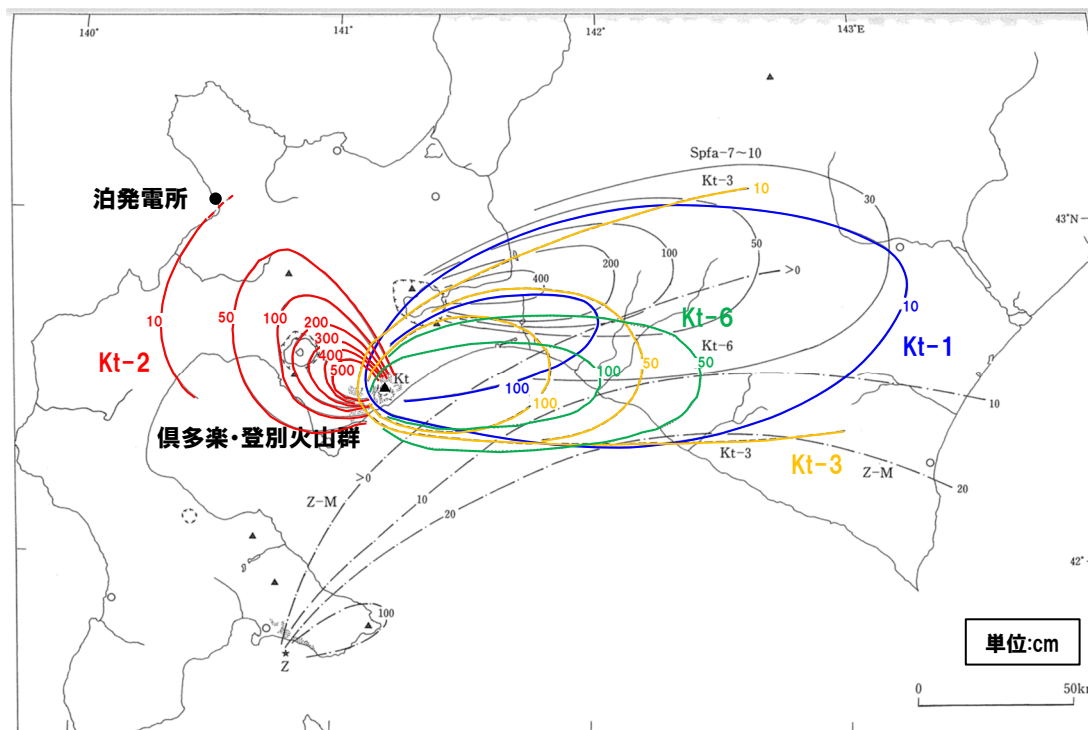
阿蘇カルデラ内の火口及び噴出物の組成分布
(三好ほか(2005)に加筆)

1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.264
3. 支笏カルデラ及び洞爺カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.278
3.1 支笏火砕流	P.280
3.2 洞爺火砕流	P.288
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.298
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.358
5.1 始良カルデラ	P.359
5.2 阿蘇カルデラ	P.365
5.3 倶多楽・登別火山群	P.369
6. 火山影響評価に関する文献レビュー	P.412
6.1 火	P.413
6.2 巨	P.417
参考文献	P.435
① クッタラ第2火山灰(Kt-2)の分布状況	P. 370
② 活動履歴	P. 371
③ 【評価結果】倶多楽・登別火山群の巨大噴火の可能性評価	P. 372
③-1 活動履歴	P. 374
③-2 地球物理学的調査	P. 380
(参考) 倶多楽火山防災協議会(2022)	P. 411

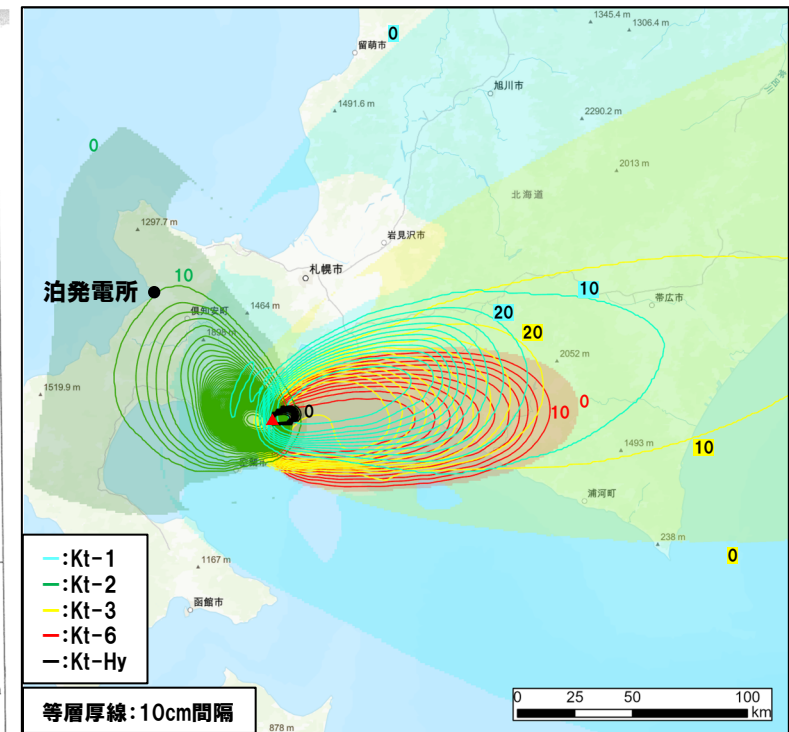
5.3 倶多楽・登別火山群

① クッタラ第2火山灰 (Kt-2) の分布状況

○町田・新井 (2011) 及び Uesawa et al. (2022) によれば、倶多楽・登別火山群起源の降下火砕物のうち、クッタラ第2火山灰 (Kt-2) については、分布主軸が概ね敷地方向を向いており、敷地周辺は層厚0~10cmの範囲に該当する。



Kt-1, Kt-2, Kt-3, Kt-6
(町田・新井 (2011) に加筆)



Kt-1, Kt-2, Kt-3, Kt-6, Kt-Hy
(Uesawa (2023) を基に作成)

5.3 倶多楽・登別火山群

② 活動履歴

一部修正 (R5/1/20審査会合)

- 倶多楽・登別火山群は、約11万年前～約9万年前にKt-8を噴出し、約9万年前に最大規模の噴火であるKt-7を噴出した噴火が発生した後、複数の珪長質マグマの活動 (アヨロステージ:Kt-6, Kt-4, Kt-Hy及びKt-3, クッタラステージ:Kt-2及びKt-1) 等が発生し、クッタラステージにおけるKt-1の噴火により現在のクッタラカルデラが形成された。
- 倶多楽・登別火山群は、クッタラカルデラを形成したKt-1の噴火を最後に、その後4万年間は火山活動度が低下したままであり、現在の噴火活動は、登別ステージである。



倶多楽・登別火山群活動履歴

年代	噴出物名	マグマ体積 DRE (km ³)	火山体体積 (km ³)	参考文献
完新世 A.D.1800頃 A.D.1800頃 8.5ka-A.D.1663	(裏地獄) (大湯沼) Nb-a~I※1	(水蒸気爆発) (水蒸気爆発) (水蒸気爆発)		
更新世				
登別 ステージ	14.5ka 不明	日和山溶岩ドーム 橋湖アグルチネート	0.04 不明	山縣 (1994) 森泉 (1998) 第四紀火山 カタログ委員 会編 (2000) 山元 (2014) Amma- Miyasaka et al. (2020) Miura et al. (2022)
クッタラ ステージ	44.1ka ca.50ka	Kt-1: pfa,pfl,ps,sfa Kt-2: pfa	14.4 10.2	
竹浦ステージ (episode Kt-Tk)	不明 不明	Kt-Tk: sfa 東山	0.4 0.2	
episode Kt-Kt	不明 不明	北山溶岩類 472m峰	0.5 0.2	
第四紀	ca.54ka	Kt-3: pfa,afa,ps,pfl	20.1	
アヨロ ステージ	59-55ka ca.75ka ca.84ka	Kt-Hy: pfa,ps,afa,pfl Kt-4: pfa,ps,pfl Kt-6 (+Kt-5): pfa,ps,pfl	7~8※2 11 Kt-5: 不明 Kt-6: 16.8	
先アヨロ ステージ	90-85ka 106-85ka 不明 不明	Kt-7: pfa,pfl Kt-8: pfa,afa,pfl 石山溶岩流 地獄谷火砕丘	6~24 (pfa) ※3 24 (pfl) ※3 [≦VEI5 class※4] 不明 不明	
			76.5	

- 倶多楽・登別火山群については、活動履歴、地球物理学的調査の結果から、運用期間中における巨大噴火の可能性は十分に小さいと評価される (次頁～P410参照)
- このため、巨大噴火に該当するKt-7を噴出した噴火 (P374～P375参照) と同規模の噴火については、運用期間中に発生する可能性は十分小さいと評価される。
- 一方、現在の倶多楽・登別火山群は、火山活動度及び噴出物体積から、比較的静穏な活動下にあると推定される (P374～P378参照) もの、Kt-7以降の複数の珪長質火砕噴火に伴う噴出物 (Kt-6, Kt-4, Kt-Hy, Kt-3, Kt-2及びKt-1) と同様、珪長質な組成を示すことを踏まえ、これらと同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性を考慮する。

※1 後藤ほか (2013) によれば、12層の水蒸気噴火堆積物の各々の噴火堆積物の体積は10⁵m³オーダー、また、Goto et al. (2015a) によれば、Nb-aの噴出物体積は、4.6×10⁵m³とされている。
 ※2 Miura et al. (2022) によれば、成層火山の体積は6.7km³と推定され、表に示すマグマ体積はKt-Hyテフラの噴出物体積と成層火山体積の推定値を足し合わせた値とされている。
 ※3 Kt-7を噴出した噴火は、Amma-Miyasaka et al. (2020) によれば、噴出規模が概算として「VEI7 class」とされているが、具体的な数値が示されていないことから、Amma-Miyasaka et al. (2020) を含む複数の文献を参考に、当社で噴出物体積を算出した。その結果、Kt-7の噴出物体積は60～90km³となり、最大値である90km³は、Amma-Miyasaka et al. (2020) における「VEI7 class」と大きな矛盾はないものと考えられる。
 マグマ体積 (DRE) は、山元 (2014) に基づき換算した値であり、Kt-7のマグマ体積は30～48km³ (DRE) となったことから、噴出量-年代階段ダイアグラムにおいては、48km³として図示している。
 ※4 Miura et al. (2022) によれば、Kt-8の噴出規模は、概算として「≦VEI5 class」とされていることから、噴出量-年代階段ダイアグラムにおいては、マグマ体積 (DRE) を1km³として図示している。

5.3 倶多楽・登別火山群

③【評価結果】倶多楽・登別火山群の巨大噴火の可能性評価(1/2)

一部修正(R5/1/20審査会合)

- 倶多楽・登別火山群の現在の活動状況は、以下の検討結果(詳細は次頁表参照)を総合的に踏まえると、巨大噴火が差し迫った状態ではないと評価される。
 - ・活動履歴を踏まえると、現在の倶多楽・登別火山群は、火山活動度及び噴出物体積から、比較的静穏な活動下にあるものと推定されることを踏まえると、Kt-7を噴出したような噴火を起こす状態ではないものと推定される。
 - ・地球物理学的調査のうち、地下構造調査(地震波速度構造、比抵抗構造及び重力異常)を踏まえると、上部地殻内において、現状、深度約10km程度以浅には、巨大噴火が可能な量のマグマ溜まりが存在する可能性は十分小さいと判断される。
 - ・地球物理学的調査のうち、火山性地震(低周波地震)及び地殻変動を踏まえると、大規模なマグマの移動・上昇、集積等の活動を示す兆候は認められないと判断される。
- また、網羅的な文献調査の結果、現状、巨大噴火が起こる可能性があるとする知見は認められない*ことから、運用期間中における巨大噴火の可能性を示す科学的に合理性のある具体的な根拠は得られていない。
- これらのことから、倶多楽・登別火山群の運用期間中における巨大噴火の可能性は十分に小さいと評価される。

*現状想定されている噴火規模について、参考としてP411に示す。

5.3 倶多楽・登別火山群

③【評価結果】倶多楽・登別火山群の巨大噴火の可能性評価(2/2)

一部修正(R5/1/20審査会合)

検討項目		検討結果	該当頁
③-1 活動履歴		<ul style="list-style-type: none"> ○倶多楽・登別火山群においては、巨大噴火が約9万年前に1回発生しており、その噴出規模は、Amma-Miyasaka et al. (2020) において「VEI7 class」とされており、また、当社算出の噴出物体積が20km³以上となった。 ○巨大噴火による噴出物(Kt-7)を含め、先アヨロステージの噴出物について、全岩化学組成を示す知見は確認されない。 ○このため、巨大噴火の活動間隔及び最後の巨大噴火からの経過時間の観点並びに噴出物の組成の観点において、現在の活動状況を判断することは難しい。 ○クッタラカルデラ形成後、現在までの約4万年間は火山活動度が低下している登別ステージであるとされている。 ○登別ステージにおける噴出物体積は、最大でも0.04km³であり、Kt-7の噴出物体積に比べ、十分小さい。 	次頁～ P379
		<p>○現在の倶多楽・登別火山群は、火山活動度及び噴出物体積から、比較的静穏な活動下にあるものと推定されることを踏まえると、Kt-7を噴出したような噴火を起こす状態ではないものと推定される。</p>	
地球物理学 的調査	③-2 地下構造	<p>【地震波速度構造】</p> <ul style="list-style-type: none"> ○倶多楽・登別火山群直下の上部地殻(約20km以浅)を広く確認の上、さらに火山直下の約10km程度以浅の状況を確認した結果、以下の状況が認められる。 <ul style="list-style-type: none"> ・メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が、やや北方で、上部地殻の一部まで広がっているものの、その中心部は下部地殻に位置している。また、当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない。 ・深度約10km程度以浅においては、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められない。 ・倶多楽・登別火山群直下の浅所においては、低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域は信頼度が高くない範囲に含まれる若しくは隣接しており、また、通常の地震が深度10km程度から地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる。 ・倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内には、マグマや熱水等の流体の移動を示唆する低周波地震群は認められない。 	P381～ P383
		<p>【比抵抗構造】</p> <ul style="list-style-type: none"> ・倶多楽・登別火山群直下の浅部(4km以浅)には熱水、高温及び熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が部分的に認められるが、巨大噴火が可能な量のマグマ溜まりを示唆する低比抵抗領域は認められない。 	P384～ P389
		<p>【重力異常】</p> <ul style="list-style-type: none"> ・重力異常を踏まえマグマ溜まりに関して考察されている文献は認められない。 	P390～ P393
		<p>○倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)において、現状、深度約10km程度以浅には、巨大噴火が可能な量のマグマ溜まりが存在する可能性は十分小さいと判断される。</p>	
	③-3 火山性地震	<ul style="list-style-type: none"> ○火山性地震のうち、低周波地震活動は、ほとんど認められない。 	P395～ P401
	③-4 地殻変動	<ul style="list-style-type: none"> ○地殻変動は、白老町の局所的な変動、プレート間固着効果等に伴う定常的な変動、周辺の地震及び2000年有珠山噴火による余効変動等が認められる。 ○また、倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)において、2016年以降に確認される隆起及び当該領域を含む基線の伸びは認められるが、熱水の上昇・貯留に伴うものと推定される。 ○これらの変動以外に継続的かつ顕著な変位の累積は認められない。 	P402～ P410
		<p>○倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)には、現状、大規模なマグマの移動・上昇、集積等の活動を示す兆候は認められないと判断される。</p>	
		<p>○倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)において、現状、深度約10km程度以浅には、巨大噴火が可能な量のマグマ溜まりが存在する可能性は十分小さく、大規模なマグマの移動・上昇、集積等の活動を示す兆候は認められないと判断される。</p>	

5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴 (1/6)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

【目的】

- 運用期間中の巨大噴火の可能性を評価することを目的に、現在の倶多楽・登別火山群の活動状況を把握するため、巨大噴火時の状況と現在の状況との差異について、倶多楽・登別火山群における巨大噴火の活動間隔、最後の巨大噴火からの経過時間、噴出物の分布・体積、噴出物の組成等の観点から検討を実施する。



- 倶多楽・登別火山群の活動履歴、噴出量-年代階段ダイアグラム等をP376～P379に示し、倶多楽・登別火山群の活動の概要は以下のとおり。
 - ・倶多楽・登別火山群は、約11万年前～約9万年前にKt-8を噴出し、約9万年前に最大規模の噴火であるKt-7を噴出した噴火が発生した後、複数の珪長質マグマの活動（アヨロステージ：Kt-6、Kt-4、Kt-Hy及びKt-3、クッタラステージ：Kt-2及びKt-1）等が発生し、クッタラステージにおけるKt-1の噴火により現在のクッタラカルデラが形成された。
 - ・クッタラカルデラ形成後、現在までの約4万年間は火山活動度が低下している登別ステージである。

【検討結果】

（巨大噴火の活動間隔、最後の巨大噴火からの経過時間、噴出物の分布・体積）（P376～P378参照）

- Kt-7は確認地点は少ないものの北東方向に60km程度の地点で火砕流堆積物が認められ、Kt-7を噴出した噴火は、噴出規模が概算として「VEI7 class」とされていること及び当社で算出した噴出物体積が 20km^3 以上となった^{*1}ことから、巨大噴火に該当するものとして取り扱う。
- 登別ステージ以前においては、Kt-7を除く火砕流を含む火山噴出物については、噴出物ごとの分布境界は明確ではないが、Kt-7を除く火砕流堆積物の分布は山体近傍であることから（P36及びP40参照）、巨大噴火に該当しない。
- なお、これらの火砕流のうち、最大の噴出物体積は、Kt-1の 7.1km^3 である（次頁表参照）。
- 登別ステージ以降の最大規模の噴火は日和山溶岩ドーム（噴出物体積： 0.04km^3 ）であり、最大規模の降下火砕物を伴う噴火は約200年前のNb-aを噴出した噴火（噴出物体積：約 0.00046km^3 ）である。
- 森泉（1998）によれば、倶多楽・登別火山群の各ステージごとの噴出率は、アヨロステージが 4.9km^3 （DRE）/ka、竹浦ステージが 0.8km^3 （DRE）/ka、クッタラステージが 4.8km^3 （DRE）/ka、登別ステージが 0.01km^3 （DRE）/ka以下とされている。

（次頁へ続く）

5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴 (2/6)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

(前頁からの続き)

(噴出物の組成) (P379参照)

- 巨大噴火による噴出物 (Kt-7) を含め、先アヨロステージの噴出物について、全岩化学組成を示す知見は確認されない。
- 森泉 (1998) に基づくと、中規模珪長質火砕噴火が発生したアヨロステージ、苦鉄質マグマが活動した竹浦ステージ、竹浦ステージを挟んで再び中規模珪長質火砕噴火が発生したクッタラステージと推移しており、各ステージの噴出物の組成には変化が認められる。
- また、勝井ほか (1988) に基づくと、現在の噴火活動である登別ステージの噴出物 (日和山溶岩) についても、珪長質な組成を示す。



- 倶多楽・登別火山群においては、巨大噴火が約9万年前に1回発生しており、その噴出規模は、Amma-Miyasaka et al. (2020) において「VEI7 class」とされており、また、当社算出の噴出物体積が20km³以上となった^{※1}。
- 巨大噴火による噴出物 (Kt-7) を含め、先アヨロステージの噴出物について、全岩化学組成を示す知見は確認されない。
- このため、巨大噴火の活動間隔及び最後の巨大噴火からの経過時間の観点並びに噴出物の組成の観点において、現在の活動状況を判断することは難しい。
- クッタラカルデラ形成後、現在までの約4万年間は火山活動度が低下している登別ステージであるとされている。
- 登別ステージにおける噴出物体積は、最大でも0.04km³であり、Kt-7の噴出物体積に比べ、十分小さい。
- したがって、現在の倶多楽・登別火山群は、火山活動度及び噴出物体積から、比較的静穏な活動下にあるものと推定されることを踏まえると、Kt-7を噴出したような噴火を起こす状態ではないものと推定される。

登別ステージ以前の噴出物体積^{※2} () カッコ内はマグマ体積 (DRE)

噴出物名	噴出物体積 (km ³)		噴出物名	噴出物体積 (km ³)	
		火砕流 (km ³)			火砕流 (km ³)
Kt-1	25.4 (14.4)	7.1 (3.4)	Kt-4	18.8 (11)	2.1 (1)
Kt-3	34.4 (20.1)	4.7 (2.3)	Kt-6	28.9 (16.8)	4.2 (2)
Kt-Hy	9.2~10.5 (7~8)	0.8 (0.4) ^{※3}	Kt-8	≤VEI5 class	≤VEI5 class

※1 Kt-7を噴出した噴火は、Amma-Miyasaka et al. (2020) によれば、噴出規模が概算として「VEI7 class」とされているが、具体的な数値が示されていないことから、Amma-Miyasaka et al. (2020) を含む複数の文献を参考に、当社で噴出物体積を算出した。その結果、Kt-7の噴出物体積は60~90km³となり、最大値である90km³は、Amma-Miyasaka et al. (2020) における「VEI7 class」と大きな矛盾はないものと考えられる。

※2 噴出物体積は、P378の活動履歴に示すマグマ体積を山元 (2014) に基づき、当社が換算した。

※3 Miura et al. (2022) によれば、Kt-Hyの火砕物密度流は、サブユニット (Lpdc, Mpdc及びUpdc) に区分できるとされ、マグマ体積については、Updcの0.4km³ (DRE) のみ推定されている。

なお、同文献によれば、Lpdc及びMpdcの規模については、分布に不確実性があるため正確に決定できないものの、谷埋め型及び局所的な堆積物であることから、Updcよりも小さくなる可能性があると考えられている。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴 (3/6)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

○倶多楽・登別火山群の活動履歴、噴出量-年代階段ダイアグラム等を以下～P379に示し、倶多楽・登別火山群の活動の概要は以下のとおり。

- ・倶多楽・登別火山群は、約11万年前～約9万年前にKt-8を噴出し、約9万年前に最大規模の噴火であるKt-7を噴出した噴火が発生した後、複数の珪長質マグマの活動（アヨロステージ：Kt-6、Kt-4、Kt-Hy及びKt-3、クッタラステージ：Kt-2及びKt-1）等が発生し、クッタラステージにおけるKt-1の噴火により現在のクッタラカルデラが形成された。
- ・クッタラカルデラ形成後、現在までの約4万年間は火山活動度が低下している登別ステージであるとされている。

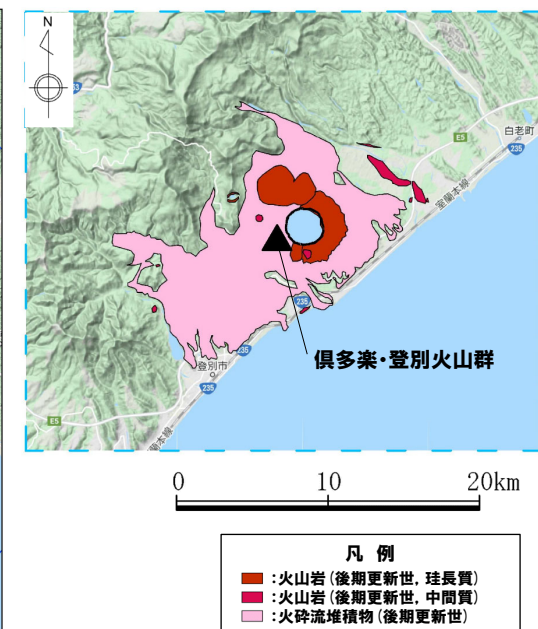
倶多楽・登別火山群の概要

火山名※1	C17 倶多楽・登別火山群
敷地からの距離	80.5km
火山の形式※2	成層火山-カルデラ、溶岩ドーム
活動年代※3	約11万年前以降
評価	約1万年前以降に活動しており、完新世に活動した火山として抽出する。

※1 産業技術総合研究所「日本の火山(DB)」2023年11月確認。

※2 西来ほか編(2012)「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース」2023年11月確認。

※3 P378に示す倶多楽・登別火山群の活動履歴に基づく。

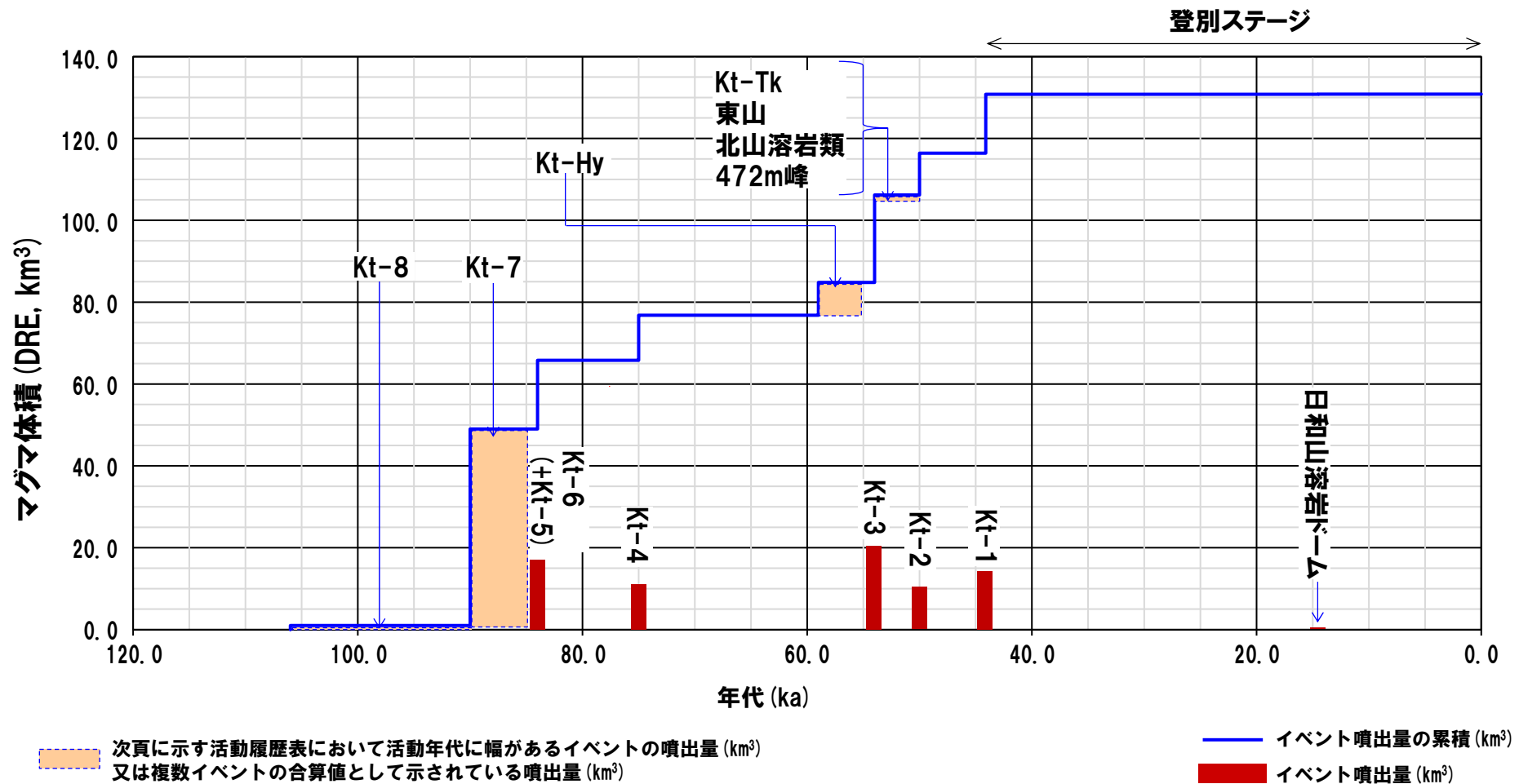


倶多楽・登別火山群の位置図
(産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2020)より作成)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴 (4/6)

一部修正 (H28/2/5審査会合)



噴出量-年代階段ダイアグラム

5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴 (5/6)

一部修正 (H28/2/5審査会合)

倶多楽・登別火山群活動履歴

年代	噴出物名	マグマ体積 DRE (km ³)	火山体積 (km ³)	参考文献
完新世 A.D.1800頃 A.D.1800頃 8.5ka-A.D.1663	(裏地獄) (大湯沼) Nb-a~ ※1	(水蒸気爆発) (水蒸気爆発) (水蒸気爆発)		
更新世				
登別 ステージ 14.5ka 不明	日和山溶岩ドーム 樺湖アグルチネート	0.04 不明		
クッタラ ステージ 44.1ka ca.50ka	Kt-1: pfa,pfl,ps,sfa Kt-2: pfa	14.4 10.2		山縣(1994) 森泉(1998) 第四紀火山 カタログ委員 会編(2000) 山元(2014) Amma- Miyasaka et al.(2020) Miura et al.(2022)
竹浦ステージ (episode Kt-Tk) 不明 不明	Kt-Tk: sfa 東山	0.4 0.2		
episode Kt-Kt 不明 不明	北山溶岩類 472m峰	0.5 0.2		
ca.54ka	Kt-3: pfa,afa,ps,pfl	20.1		
アヨロ ステージ 59-55ka	Kt-Hy: pfa,ps,afa,pfl	7~8※2	76.5	
ca.75ka	Kt-4: pfa,ps,pfl	11		
ca.84ka	Kt-6 (+Kt-5): pfa,ps,pfl	Kt-5: 不明 Kt-6: 16.8		
先アヨロ ステージ 90-85ka	Kt-7: pfa,pfl	6~24 (pfa) ※3 24 (pfl) ※3		
106-85ka 不明 不明	Kt-8: pfa,afa,pfl 石山溶岩流 地獄谷火砕丘	[≤VEI5 class※4] 不明 不明		

- ※1 後藤ほか(2013)によれば、12層の水蒸気噴火堆積物の各々の噴火堆積物の体積は10⁵m³オーダー、また、Goto et al.(2015a)によれば、Nb-aの噴出物体積は、4.6×10⁵m³とされている。
- ※2 Miura et al.(2022)によれば、成層火山の体積は6.7km³と推定され、表に示すマグマ体積はKt-Hyテフラの噴出物体積と成層火山体積の推定値を足し合わせた値とされている。
- ※3 Kt-7を噴出した噴火は、Amma-Miyasaka et al.(2020)によれば、噴出規模が概算として「VEI7 class」とされているが、具体的な数値が示されていないことから、Amma-Miyasaka et al.(2020)を含む複数の文献を参考に、当社で噴出物体積を算出した。その結果、Kt-7の噴出物体積は60~90km³となり、最大値である90km³は、Amma-Miyasaka et al.(2020)における「VEI7 class」と大きな矛盾はないものと考えられる。マグマ体積(DRE)は、山元(2014)に基づき換算した値であり、Kt-7のマグマ体積は30~48km³(DRE)となったことから、噴出量-年代階段ダイアグラムにおいては、48km³として図示している。
- ※4 Miura et al.(2022)によれば、Kt-8の噴出規模は、概算として「≤VEI5 class」とされていることから、噴出量-年代階段ダイアグラムにおいては、マグマ体積(DRE)を1km³として図示している。

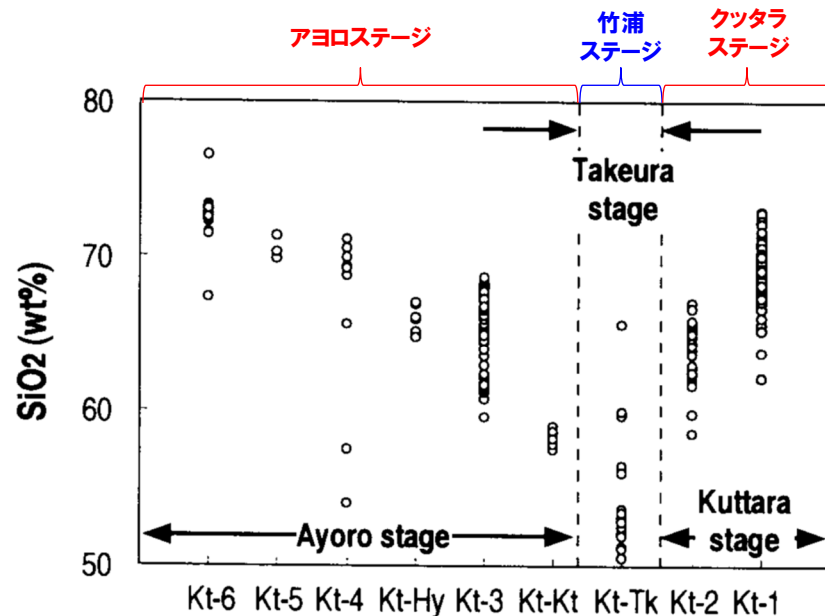
5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴 (6/6)

再掲 (R5/10/6審査会合)

【噴出物の組成】

- 森泉 (1998) に基づくと、中規模珪長質火砕噴火が発生したアヨロステージ、苦鉄質マグマが活動した竹浦ステージ、竹浦ステージを挟んで再び中規模珪長質火砕噴火が発生したクッタラステージと推移しており、各ステージの噴出物の組成には変化が認められる。
- また、勝井ほか (1988) に基づくと、現在の噴火活動である登別ステージの噴出物 (日和山溶岩) についても、珪長質な組成を示す (右表参照)。



倶多楽・登別火山群の噴出物の全岩SiO₂含有量の時間変化 (森泉 (1998) に加筆)

	登別ステージ	
	後カルデラ期	
No.	28	29
SiO ₂	67.08	56.98
TiO ₂	0.37	0.68
Al ₂ O ₃	15.35	15.72
Fe ₂ O ₃	3.19	7.33
FeO	1.80	2.48
MnO	0.06	0.16
MgO	1.64	3.31
CaO	4.32	7.49
Na ₂ O	3.33	3.04
K ₂ O	1.43	0.69
P ₂ O ₅	0.00	0.07
H ₂ O (+)	0.44	1.34
H ₂ O (-)	0.56	0.34
Total	99.57	99.63
Analyst	O.K	KK

No.28: 普通輝石シソ輝石デイサイト, 日和山円頂丘溶岩
No.29: 日和山溶岩中の集積岩

日和山溶岩の全岩化学組成 (勝井ほか (1988) に基づき作成)

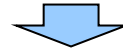
5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-1 地球物理学的調査(地下構造:まとめ)

一部修正 (R5/10/6審査会合)

【目的】

○マグマ溜まりの位置、規模等を把握するため、地下構造調査(地震波速度構造、比抵抗構造及び重力異常)を実施する。



【各項目における検討結果】

(地震波速度構造) (次頁～P383参照)

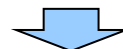
- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻(約20km以浅)を広く確認の上、さらに火山直下の約10km程度以浅の状況を確認した結果、以下の状況が認められる。
 - ・メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が、やや北方で、上部地殻の一部まで広がっているものの、その中心部は下部地殻に位置している。また、当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない。
 - ・深度約10km程度以浅においては、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められない。
 - ・倶多楽・登別火山群直下の浅所においては、低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域は信頼度が低い範囲に含まれる若しくは隣接しており、また、通常地震が深度10km程度から地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる。
 - ・倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内には、マグマや熱水等の流体の移動を示唆する低周波地震群は認められない。

(比抵抗構造) (P384～P389参照)

- 倶多楽・登別火山群直下の浅部(4km以浅)には熱水、高温及び熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が部分的に認められるが、巨大噴火が可能な量のマグマ溜まりを示唆する低比抵抗領域は認められない。

(重力異常) (P390～P393参照)

- 重力異常を踏まえマグマ溜まりに関して考察されている文献は認められない。



- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)において、現状、深度約10km程度以浅には、巨大噴火が可能な量のマグマ溜まりが存在する可能性は十分小さいと判断される。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-2 地球物理学的調査(地下構造:地震波速度構造-まとめ-) (1/3)

一部修正 (R5/10/6審査会合)

【目的】

- Nakajima et al. (2001) 及び中道 (2022) によると、活火山直下の上部地殻で観測される低Vp、低Vsかつ低Vp/Vs領域は水の存在でしか説明できないとされていることから、同領域は水の存在を示唆するものと判断される。
- また、最上部マントルから下部地殻で観測される低Vp、低Vsかつ高Vp/Vs領域は、メルトによるものとする方が適当であるとされていることから、本検討(地震波速度構造の観点からの地下構造の確認)においては、同領域はメルトの存在を示唆するものとして取り扱う。
- このことから、地震波速度構造においては、倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)を広く確認した上で、さらに約10km程度以浅において、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域の有無を確認する。
- また、あわせて低周波地震及び通常の地震の分布状況についても考慮する。



【検討結果(次頁~P383参照)】

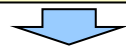
- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻(約20km以浅)を広く確認の上、さらに火山直下の約10km程度以浅の状況を確認した結果、以下の状況が認められる。
 - ・メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が、やや北方で、上部地殻の一部まで広がっているものの、その中心部は下部地殻に位置している。また、当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない。
 - ・深度約10km程度以浅においては、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められない。
 - ・倶多楽・登別火山群直下の浅所においては、低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域は信頼度が低い範囲に含まれる若しくは隣接しており、また、通常の地震が深度10km程度から地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる。
- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)には、マグマや熱水等の流体の移動を示唆する低周波地震群は認められない。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-2 地球物理学的調査(地下構造:地震波速度構造) (2/3)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

○防災科学技術研究所HP上では、「日本列島下の三次元地震波速度構造(2022年度版)」として、Hi-net、F-net及びS-netの観測網による地震記録を用いた、海域を含む日本全国を対象とした地震波トモグラフィ解析結果を公開している(解析手法等の詳細はMatsubara et al.(2022)に記載)。その公開データを用いて、当社が倶多楽・登別火山群における水平・鉛直断面図を作成した。



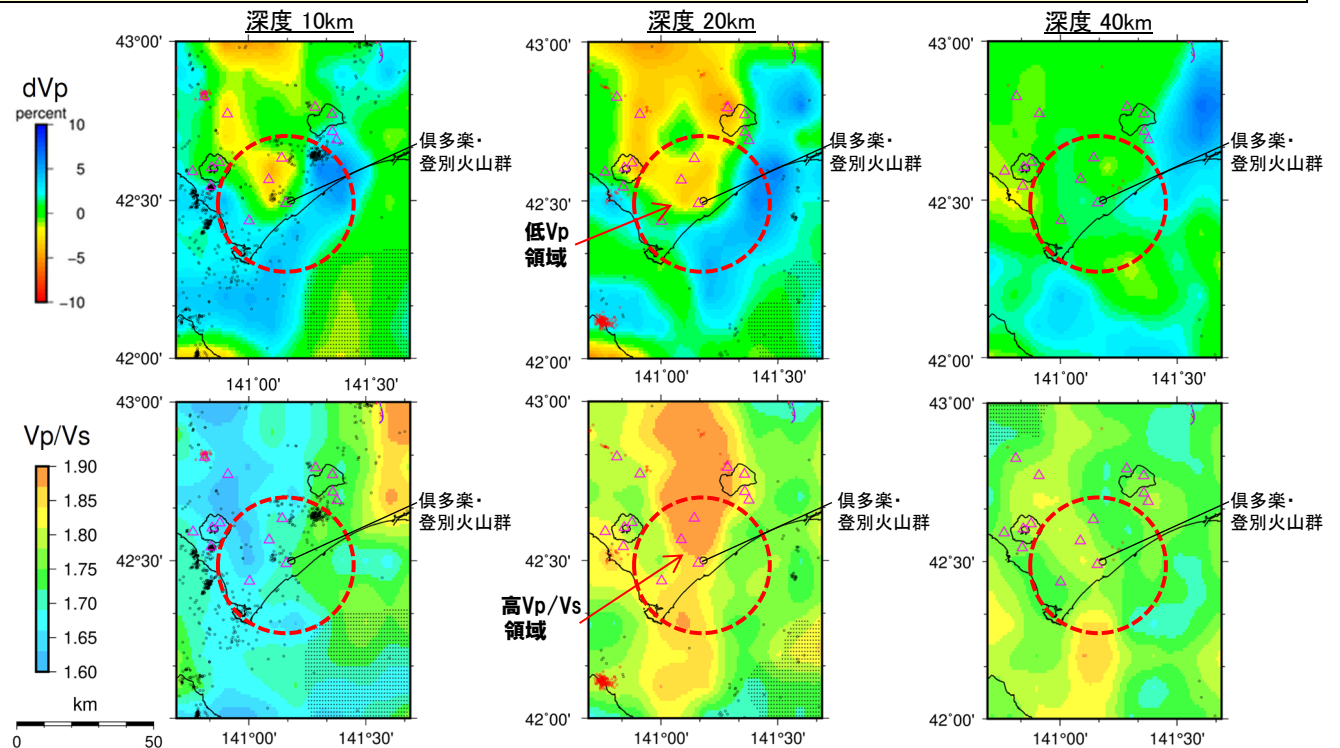
- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻(約20km以浅)を広く確認の上、さらに火山直下の約10km程度以浅の状況を確認した結果、以下の状況が認められる。
 - ・メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が、やや北方で、上部地殻の一部まで広がっているものの、その中心部は下部地殻に位置している(次頁に示す南北断面を参照)。また、当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない。
 - ・深度約10km程度以浅においては、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められない。
 - ・倶多楽・登別火山群直下の浅所においては、低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域は信頼度が高くない範囲に含まれる若しくは隣接しており、また、通常地震が深度10km程度から地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる。
- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)には、マグマや熱水等の流体の移動を示唆する低周波地震群は認められない。

【当社におけるマグマ溜まりの状況の検討方法(本編資料P134~P138参照)】

- 地球物理学的調査のうち、地下構造については、上部地殻(約20km以浅)を広く確認の上、さらに火山直下の約10km程度以浅の状況を確認することとする。
- 地震波速度構造については、メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が存在するか否かを確認する。
- 地震波速度構造について確認する際は、低周波地震及び通常地震の分布状況についても考慮する。

凡例

- △ 第四紀火山
- 震源(MJMA \geq 0)
- 低周波地震の震源(期間:2000/10/1~2020/12/31)
- 半透明黒色部 チェッカーボードテストの復元率が20%以下の範囲
- 活断層 } 今泉ほか編(2018)をトレース
- 推定活断層
- 倶多楽・登別火山群を中心とした、半径25kmの範囲

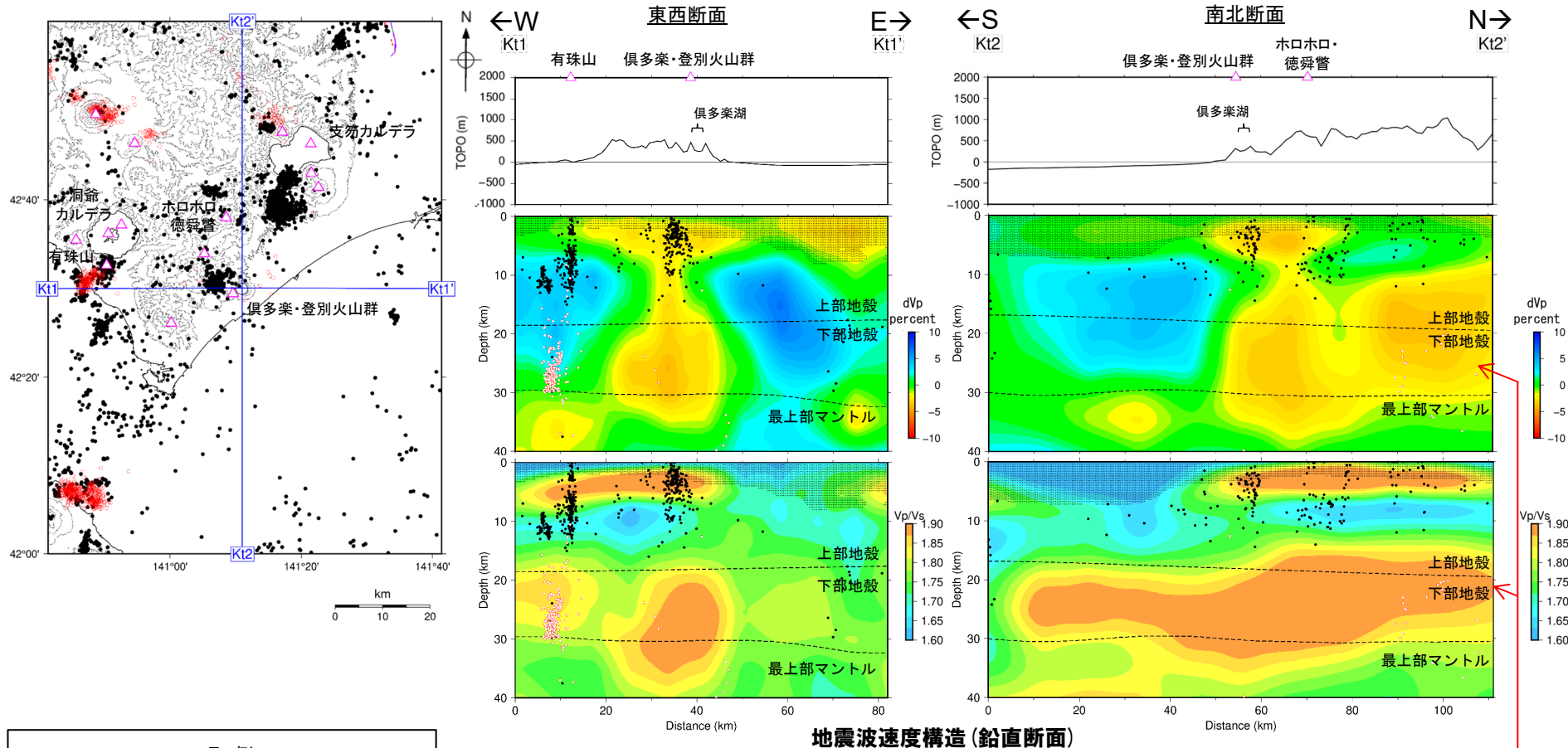


地震波速度構造(水平断面)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-2 地球物理学的調査(地下構造:地震波速度構造) (3/3)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



凡例	
△	第四紀火山
黒点	震源 (M _{JMA} ≥ 0)
赤点	低周波地震の震源 (期間: 2000/10/1-2020/12/31)
半透明黒色部	チェッカーボードテストの 復元率が20%以下の範囲
— (赤)	活断層
— (黒)	推定活断層

今泉ほか編(2018)をトレース

・メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が、やや北方で、上部地殻の一部まで広がっているものの、その中心部は下部地殻に位置している。また、当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない。

・深度約10km程度以浅においては、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められない。

・倶多楽・登別火山群直下の浅所においては、低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域は信頼度が高くない範囲に含まれる若しくは隣接しており、また、通常の地震が深度10km程度から地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる。

鉛直断面に記載している火山は、断面位置を中心に±5km内の火山を投影した。なお、水平方向の分解能は約20km。鉛直方向の分解能は深さごとに異なるが、深さ0km~10kmでは分解能約5km、深さ10km~40kmでは分解能約10kmである。上部地殻と下部地殻の境界(コンラッド面)はZhao et al. (1992)、下部地殻と最上部マンツルの境界(モホ面)はMatsubara et al. (2017)をトレースした。また、断面から±5kmの範囲の震源をプロットした。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-3 地球物理学的調査（地下構造：比抵抗構造-まとめ-）（1/5）

一部修正 (R5/1/20審査会合)

【目的】

- 後藤・三ヶ田(2008)によれば、比抵抗は岩石中の伝導性物質の量に依存し、間隙水、マグマ及び湿潤状態の粘土鉱物は高い導電性（低比抵抗）を示すとされている。
- このことから、比抵抗構造においては、倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内（約20km以浅）における低比抵抗領域の有無を確認する。



【検討結果（次頁～P389）】

- Goto and Johmori (2015)に基づくと、倶多楽・登別火山群直下の浅部には、熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が認められる。
- Hashimoto et al. (2019)に基づくと、登別温泉及び倶多楽湖（クッタラカルデラ）の北東部から南側の浅部には、熱水、高温及び熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が認められ、倶多楽湖直下には低比抵抗領域は認められない。
- なお、倶多楽湖直下に認められる数十Ωmの領域については、メルト分率が低く冷えたマッシュ状マグマの存在を否定するものではないとされており、このことは、深度4km以深に広がるマグマ溜まり※の縁辺部を捉えている可能性を示唆していると考えられるが、以下のことからマッシュ状マグマである可能性は小さいものと判断される。
 - ・当社が作成した地震波速度構造断面においては、深度4km程度までの表層付近は信頼度が高くない範囲に含まれる若しくは隣接している。
 - ・通常の地震が深度10kmから地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる。
 - ・下部地殻に中心部が位置する低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域が倶多楽・登別火山群直下まで連続する状況は認められない。



- 倶多楽・登別火山群直下の浅部（4km以浅）には熱水、高温及び熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が部分的に認められるが、巨大噴火が可能な量のマグマ溜まりを示唆する低比抵抗領域は認められない。

※東宮(2016)の“magma reservoir”に対応する領域（本編資料P136参照）。

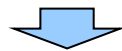
5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-3 地球物理学的調査(地下構造:比抵抗構造)(2/5)

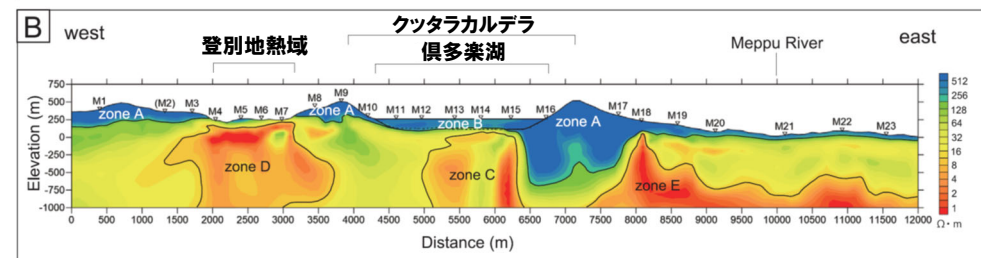
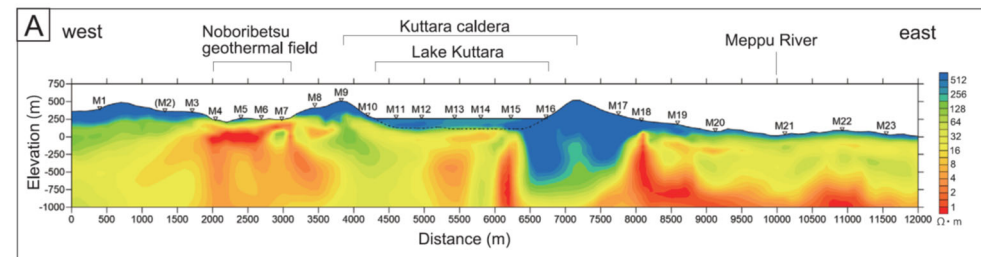
再掲(R5/1/20審査会合)

【Goto and Johmori (2015)】

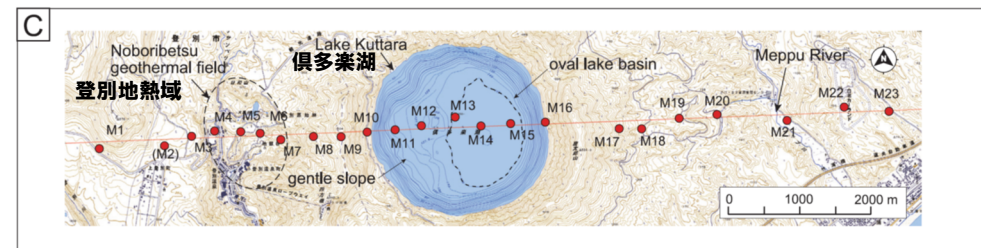
- 倶多楽・登別火山群において、CSAMT法による電磁気探査を実施しているGoto and Johmori (2015) をレビューした。
- ・Goto and Johmori (2015) によれば、倶多楽湖直下の柱状の低比抵抗領域(右図Bの「zone C」)、登別地熱域直下の柱状の低比抵抗領域(右図Bの「zone D」)及びクッタラ火山東部の地下に広がる低比抵抗領域(右図Bの「zone E」)が認められるとされている。
- ・「zone C」は、クッタラカルデラ直下に位置していることから、カルデラ崩壊時に沈降した溶岩塊や火砕物が熱水変質を受けた領域と解釈しているとされている。
- ・「zone D」は、地熱域の直下に位置することから、高温流体の湧出によって生じた熱水変質帯であると解釈しているとされている。
- ・「zone E」は、当該領域における掘削データがないため、適切な解釈を行うことはできないが、熱水変質を受けた可能性が考えられるとされている。



- Goto and Johmori (2015) に基づくと、倶多楽・登別火山群直下の浅部には、熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が認められる。



クッタラ火山直下の比抵抗構造(図A:注釈なし, 図B:注釈あり)
(Goto and Johmori (2015) に加筆)



MT観測点位置図
(Goto and Johmori (2015) に加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-3 地球物理学的調査(地下構造:比抵抗構造)(3/5)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

【Hashimoto et al. (2019)】

- 倶多楽・登別火山群において、MT法による電磁気探査を実施しているHashimoto et al. (2019) をレビューした。
 - ・Hashimoto et al. (2019) によれば、倶多楽湖を横切る東西断面の浅部において、Goto and Johmori (2015) と同様な結果が得られたとされている。
 - ・登別温泉直下の深度1km以浅において、低比抵抗領域(1~10Ωm, 次頁右図「C1」) が認められる。
 - ・既往調査において堆積物中に熱水変質鉱物が多く含まれること及び温泉水中の酸素と水素の同位体比が深部起源を示唆することが報告されていることを踏まえると、低比抵抗領域C1は、深部から上昇する熱水、熱水または火山ガスによる高温並びに熱水変質鉱物による複合作用により低比抵抗を示すと考えられるとされている。
 - ・クッタラカルデラの北東部から南側の浅部において、パッチ状の低比抵抗領域(1~10Ωm, 次頁右図「C2」及び次頁左下図) が認められる。
 - ・深部の掘削データはないものの、低比抵抗領域C2が地下水によるものとする、大気由来または倶多楽湖の湖水由来の水はそこまで比抵抗が低くないことから、火山性流体が注入されたために低比抵抗を示す水が存在すると考えられるとされている。
 - ・倶多楽湖直下の深度4km以浅(次頁右図「M」)において、1Ωmオーダーの比抵抗値を示しマグマ溜まりを示唆するような低比抵抗領域は認められないとされている。
 - ・しかし、領域Mの数十Ωmという比抵抗値を考慮すると、メルト分率が低く冷えたマッシュ状マグマ或いは気液が混合した熱水貯留層の存在を否定するものではないとされている。



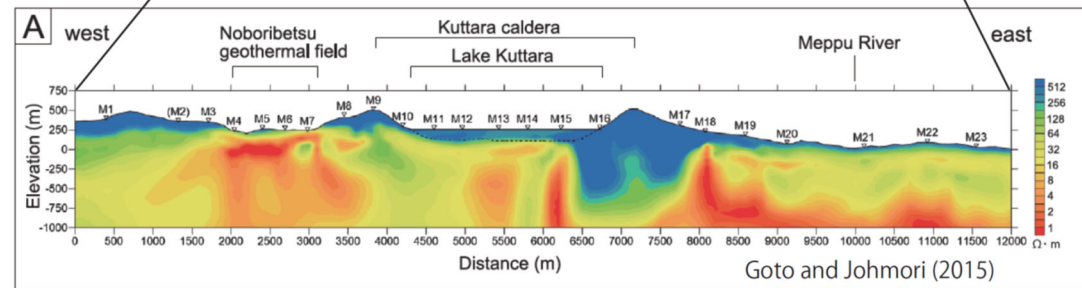
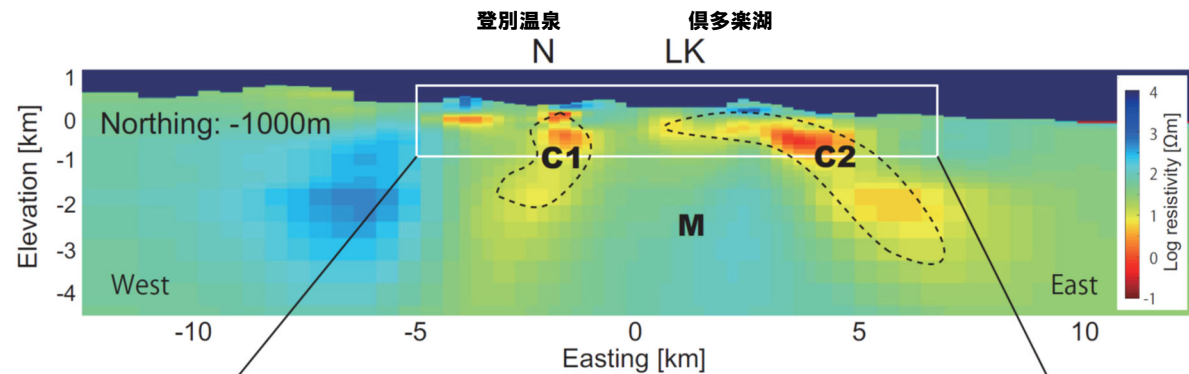
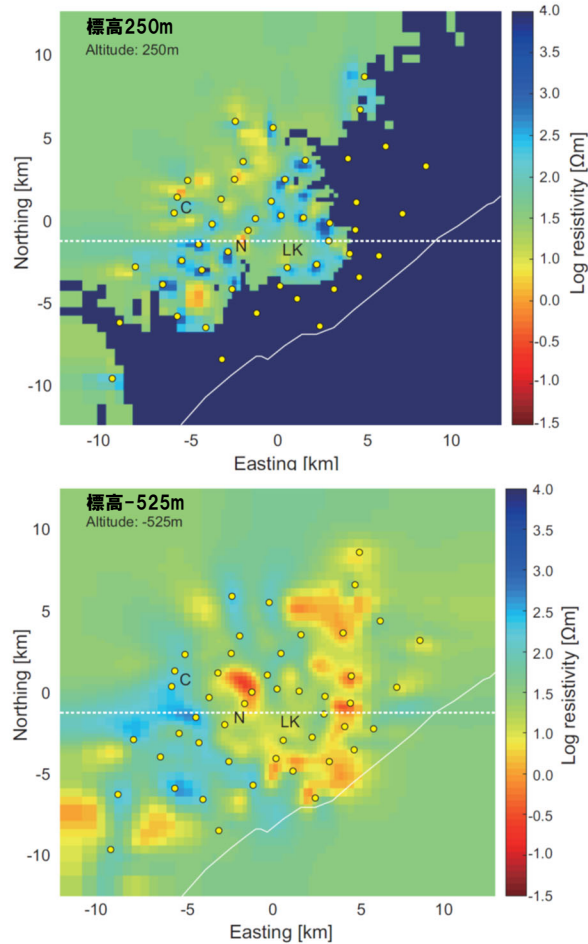
- Hashimoto et al. (2019) に基づくと、登別温泉及び倶多楽湖(クッタラカルデラ)の北東部から南側の浅部には、熱水、高温及び熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が認められ、倶多楽湖直下には低比抵抗領域は認められない。
- なお、倶多楽湖直下に認められる数十Ωmの領域については、メルト分率が低く冷えたマッシュ状マグマの存在を否定するものではないとされており、このことは、深度4km以深に広がるマグマ溜まり*の縁辺部を捉えている可能性を示唆していると考えられるが、以下のことからマッシュ状マグマである可能性は小さいものと判断される。
 - ・当社が作成した地震波速度構造断面においては、深度4km程度までの表層付近は信頼度が低い範囲に含まれる若しくは隣接している(P389図中①)。
 - ・通常の地震が深度10kmから地表付近まで分布していることから(P389図中②)、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる(P389図中②)。
 - ・下部地殻に中心部が位置する低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない(P389図中③)。

*東宮(2016)の“magma reservoir”に対応する領域(本編資料P136参照)。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-3 地球物理学的調査(地下構造:比抵抗構造) (4/5)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



上段:クッタラ火山の比抵抗構造(東西断面, 断面位置は左図参照)
 下段:上段図中の白枠に対応するGoto and Johmori (2015) による比抵抗構造 (P385参照)
 (Hashimoto et al. (2019) に加筆)

LK: 倶多楽湖 ● : MT観測点
 N: 登別温泉 白破線: 右図東西断面位置
 C: カルルス温泉

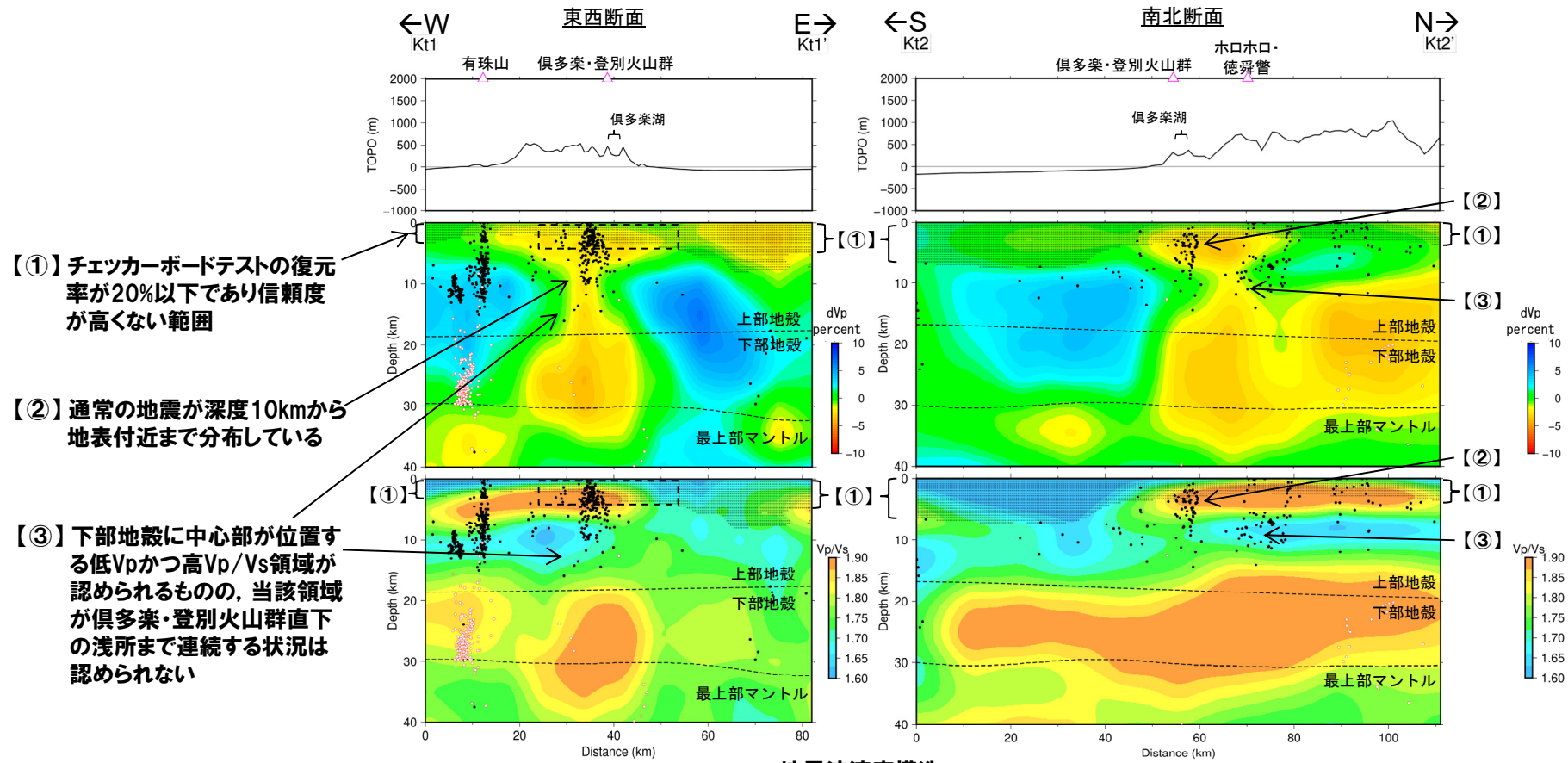
クッタラ火山の比抵抗構造(水平断面)
 (Hashimoto et al. (2019) に加筆)

余白

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-3 地球物理学的調査(地下構造:比抵抗構造)(5/5)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



- 【①】チェッカーボードテストの復元率が20%以下であり信頼度が高くない範囲
- 【②】通常の地震が深度10kmから地表付近まで分布している
- 【③】下部地殻に中心部が位置する低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない

地震波速度構造
(鉛直断面, 断面位置図はP383参照)

凡例

- △ 第四紀火山
- 黒点 震源 (MJMA \geq 0)
- 赤点 低周波地震の震源 (期間: 2000/10/1-2020/12/31)
- 半透明黒色部 チェッカーボードテストの復元率が20%以下の範囲

鉛直断面に記載している火山は、断面位置を中心に ± 5 km内の火山を投影した。なお、水平方向の分解能は約20km。鉛直方向の分解能は深さごとに異なるが、深さ0km~10kmでは分解能約5km、深さ10km~40kmでは分解能約10kmである。上部地殻と下部地殻の境界(コンラッド面)はZhao et al. (1992)、下部地殻と最上部マンテルの境界(モホ面)はMatsubara et al. (2017)をトレースした。また、断面から ± 5 kmの範囲の地震をプロットした。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-4 地球物理学的調査(地下構造:重力異常-まとめ-) (1/4)

一部修正 (R5/10/6審査会合)

【目的】

- 下鶴ほか編(2008)によれば、重力異常から地下密度構造を求めることができ、周辺の地殻に比べて火山の下に何らかの質量欠損があるか、過剰があるかは火山の地下構造を論ずるうえで重要であるとされている。
- このことから、重力異常を踏まえた支笏カルデラ周辺の地下構造に関して考察している文献について確認する。



【検討結果(次頁~P393)】

- 森泉(1998)に基づくと、倶多楽・登別火山群周辺には、アヨロステージ以前の火口位置を示唆する可能性も考えられる低重力異常域が認められる。
- 畠山ほか(2005)に基づくと、倶多楽・登別火山群周辺においては、現在のクツタラカルデラより大きい低重力異常型カルデラが存在していたことを示唆する可能性も考えられる低重力異常域が認められる。
- 重力異常を踏まえたマグマ溜まりに関する考察はされていない。



- 重力異常を踏まえたマグマ溜まりに関して考察されている文献は認められない。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-4 地球物理学的調査(地下構造:重力異常)(2/4)

一部修正(R5/1/20審査会合)

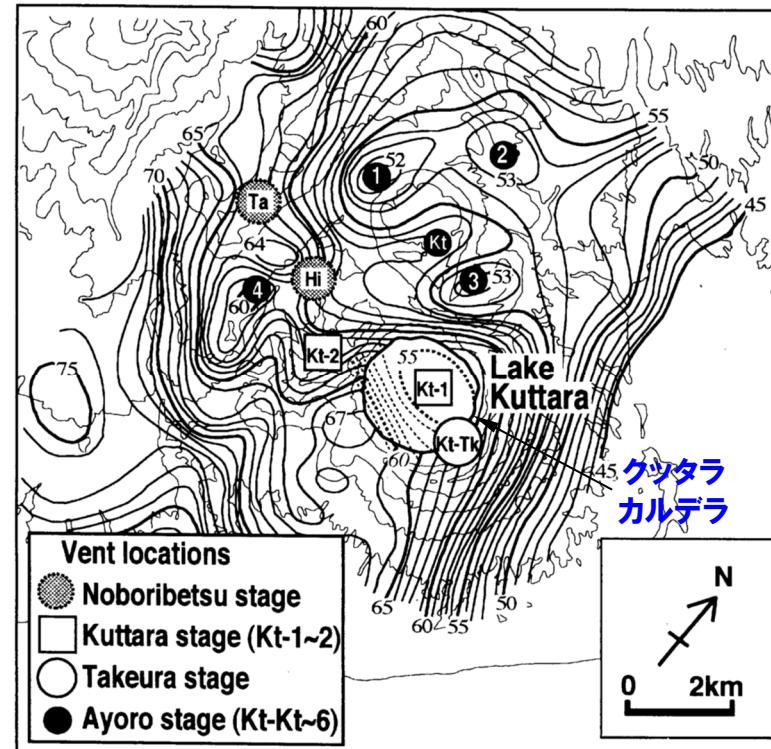
【森泉(1998)】

- 倶多楽・登別火山群周辺における地形と重力測定の結果から火口位置の推定を行っている森泉(1998)をレビューした。
- ・森泉(1998)によれば、アヨロステージ※のKt-6, 4, 3テフラの噴火では噴出体積が10km³(D.R.E.)を超えることから、クッタラステージ※のKt-1と同様にカルデラが形成された可能性があるとしてされている。
- ・クッタラカルデラを給源とするKt-1火砕流の分布地域に比べるとアヨロステージの火砕流がクッタラカルデラの東側に偏って分布することから、下図の1~3の低重力異常地域はアヨロステージの火口である可能性があるとしてされている。

※各活動ステージについてはP378参照。



- 森泉(1998)に基づく、倶多楽・登別火山群周辺には、アヨロステージ以前の火口位置を示唆する可能性も考えられる低重力異常域が認められる。
- 重力異常を踏まえたマグマ溜まりに関する考察はされていない。



クッタラ火山群周辺の重力異常及び推定火口位置(森泉(1998)に加筆)

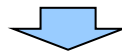
5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-4 地球物理学的調査(地下構造:重力異常) (3/4)

再掲 (R5/1/20審査会合)

【 畠山ほか(2005) 】

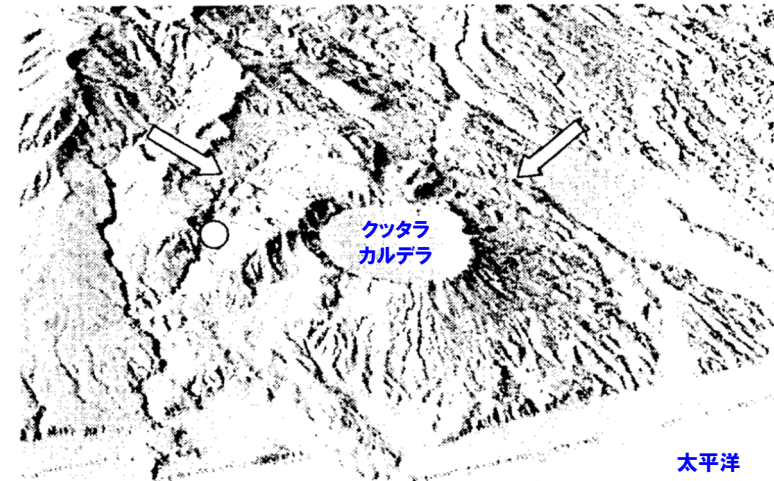
- 地形、重力異常等から現在のクッタラカルデラを取り巻く先クッタラカルデラを提唱している畠山ほか(2005)をレビューした。
 - ・畠山ほか(2005)によれば、衛星画像でこの地域を見てみると、倶多楽カルデラの北方から西方にかけて環状構造(下図矢印)が確認できるとされている。
 - ・新エネルギー・産業技術総合開発機構(1990)による等重力線図(次頁参照)では、環状構造の内側(成層火山により埋積されていない部分)に複数の低重力異常域が見られ、これらの低重力異常域の存在から、この環状構造はカルデラに伴うものであると考えられるとされている。
 - ・森泉(1998)(前頁参照)は、これらの低重力異常域それぞれが火口であると推定したが、これらの低重力異常域はひとつひとつの火口を示しているのではなく、大きな低重力異常型カルデラを示すものであると想定できるとされている。
 - ・環状構造の存在を考えると、現在のクッタラカルデラよりも大きいカルデラが成層火山により埋められ、カルデラ壁と成層火山体との間に低重力異常域が残っていると考えたほうが合理的であるとされている。
 - ・クッタラ火山の噴出量は 100km^3 を優に超えたと考えられ、洞爺カルデラ(径 $11\times 12\text{km}$, 噴出量 118km^3), 支笏カルデラ(径 $14\times 18\text{km}$, 噴出量 120km^3)に匹敵する噴出量であるが、クッタラカルデラは径 3km であり、その量を噴出したと考えるのは難しいとされている。
 - ・今回発見した環状構造が成層火山の形成以前にできた古いカルデラであると考えれば、噴出量とカルデラのサイズは合理的に説明できるとされている。



- 畠山ほか(2005)に基づく、倶多楽・登別火山群周辺においては、現在のクッタラカルデラより大きい低重力異常型カルデラが存在していたことを示唆する可能性も考えられる低重力異常域が認められる。
- 重力異常を踏まえたマグマ溜まりに関する考察はされていない。

凡例

- ⇒ : 成層火山体を取り巻く環状構造
- : 登別温泉

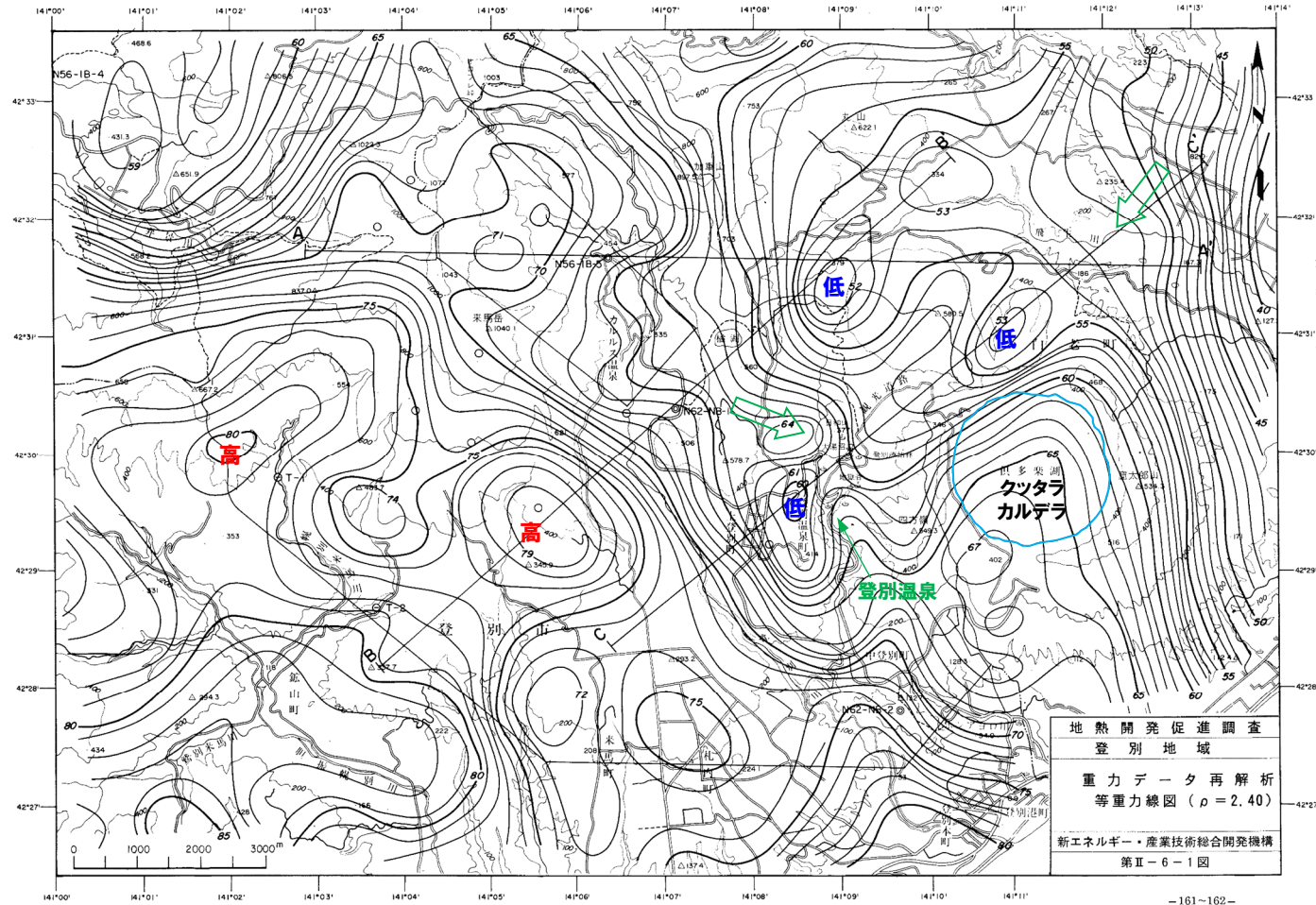


先クッタラカルデラ周辺の3D地図画像(畠山ほか(2005)に加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-4 地球物理学的調査(地下構造:重力異常)(4/4)

再掲(R5/1/20審査会合)



高・低:新エネルギー・産業技術総合開発機構(1990)における主な高重力域又は主な低重力域を示す

→:前頁図中で環状構造(矢印)が示される位置付近を示す

倶多楽・登別火山群周辺の等重力線図
(新エネルギー・産業技術総合開発機構(1990)に加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-5 地球物理学的調査(火山性地震及び地殻変動:まとめ)

一部修正(R5/10/6審査会合)

【目的】

○マグマの移動・上昇, 集積等の活動の有無を把握するため, 火山性地震及び地殻変動の観点から検討を実施する。



【各項目における検討結果】

(火山性地震(低周波地震))(次頁~P401参照)

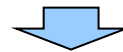
○倶多楽・登別火山群周辺の火山性地震のうち, 低周波地震活動は, ほとんど認められない。

(地殻変動)(P402~P410参照)

○倶多楽・登別火山群周辺の地殻変動は, 白老町の局所的な変動, プレート間固着効果等に伴う定常的な変動, 周辺の地震及び2000年有珠山噴火による余効変動等が認められる。

○また, 倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)において, 2016年以降に確認される隆起及び当該領域を含む基線の伸びは認められるが, 熱水の上昇・貯留に伴うものと推定される。

○これらの変動以外に継続的かつ顕著な変位の累積は認められない。



○倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)には, 現状, 大規模なマグマの移動・上昇, 集積等の活動を示す兆候は認められないと判断される。

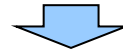
5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震-まとめ-) (1/6)

一部修正 (R3/10/14審査会合)

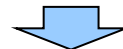
【目的】

- 下鶴ほか編(2008)によれば、火山性地震のうち低周波地震は、マグマや熱水などの流体が関与して発生していると考えられているものが多いとされている。
- このことから、倶多楽・登別火山群周辺の低周波地震の時空間分布を確認した上で、上部地殻における低周波地震群の有無を確認する。



【検討結果】

- 確認に当たっては、公的機関の観測結果を取りまとめた気象庁編(2013)「日本活火山総覧(第4版)」,「第151回火山噴火予知連絡会資料」気象庁(2022)並びに気象庁地震月報(カタログ編)(2001年10月～2020年3月),気象庁一元化処理検測値データ(2020年4月～2021年9月)等を用いた。
- 確認結果は以下の通り(下線部は低周波地震に関する事項)。
(気象庁, 2013)(次頁～P397参照)
 - 地震活動は、日和山の西側の浅部に認められ、規模・位置の時空間分布に変化の兆候は認められない。
 - 低周波地震活動は、ほとんど認められない。
- (気象庁, 2022)(P398参照)
 - 地震活動は、日和山の西側において2020年及び2021年に一時的に増加傾向が認められるが、それ以外の期間では火山性地震は少なく、地震活動は低調に経過している。
 - 低周波地震活動は、ほとんど認められない。
- (気象庁地震月報(カタログ編)及び気象庁一元化処理検測値データ)(P400～P401参照)
 - 倶多楽・登別火山群周辺においては、日和山の西側に普通地震の震央が集中している。
 - マグニチュード0以上の地震は、日和山の西側において2020年及び2021年に一時的に増加傾向が認められるが、低周波地震については、発生数は少なく増加傾向も認められない。



- 倶多楽・登別火山群周辺の火山性地震のうち、低周波地震活動は、ほとんど認められない。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震)(2/6)

再掲(R5/1/20審査会合)

【気象庁編(2013)】

○倶多楽・登別火山群周辺には、公的機関の地震計が設置されている。

○気象庁編(2013)「日本活火山総覧(第4版)」に地震活動及び深部低周波地震活動の時空間分布が取りまとめられている。



倶多楽・登別火山群周辺の地震計位置図
 (気象庁編(2013)「日本活火山総覧(第4版)」に基づき作成)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震) (3/6)

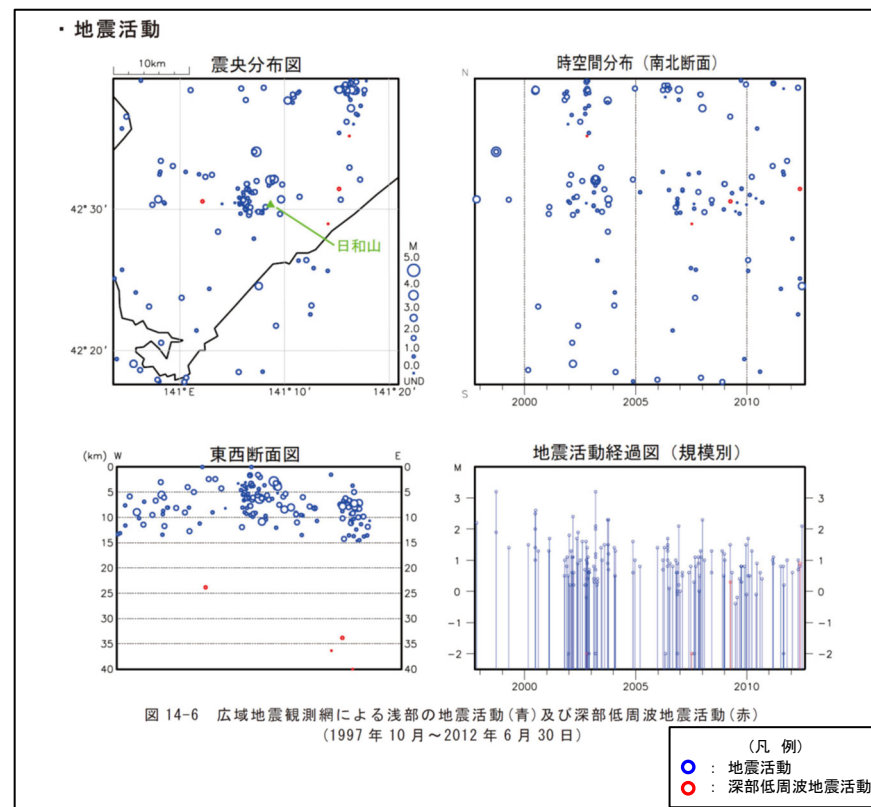
一部修正 (R5/1/20審査会合)

【気象庁編(2013)】

○倶多楽・登別火山群周辺の地震活動(1997年10月～2012年6月)を下図に示す。



- 倶多楽・登別火山群周辺においては、日和山の西側に震央の分布が認められる。
- 地震活動は、日和山の西側の浅部に認められ、規模・位置の時空間分布に変化の兆候は認められない。
- 低周波地震活動は、ほとんど認められない。



倶多楽・登別火山群周辺の地震活動
(1997年10月～2012年6月30日, 「日本活火山総覧(第4版)」に加筆)

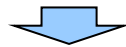
5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震)(4/6)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

【気象庁(2022)】

○「第151回火山噴火予知連絡会資料」(気象庁, 2022)では, 倶多楽・登別火山群周辺の地震活動(1997年10月~2022年10月)について, 右図の通り示されている。



- 倶多楽・登別火山群周辺においては, 日和山の西側に震央の分布が認められる。
- 地震活動は, 日和山の西側において2020年及び2021年に一時的に増加傾向が認められるが, それ以外の期間では火山性地震は少なく, 地震活動は低調に経過している。
- 低周波地震活動は, ほとんど認められない。

低周波地震活動は, ほとんど認められない

日和山の西側において2020年及び2021年に一時的に増加傾向が認められる

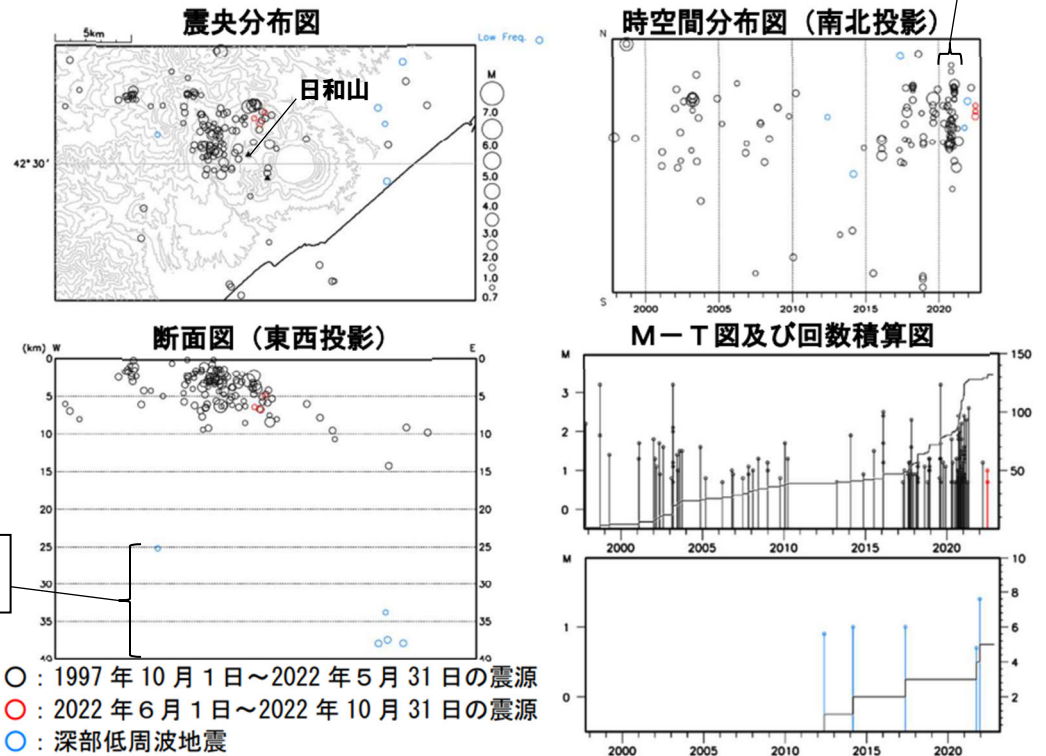


図2 倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動 (1997年10月~2022年10月, M \geq 0.7, 深さ40km以浅)
 ・震源分布に特段の変化は認められなかった。

倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動 (気象庁(2022)に加筆)

余白

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震)(5/6)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

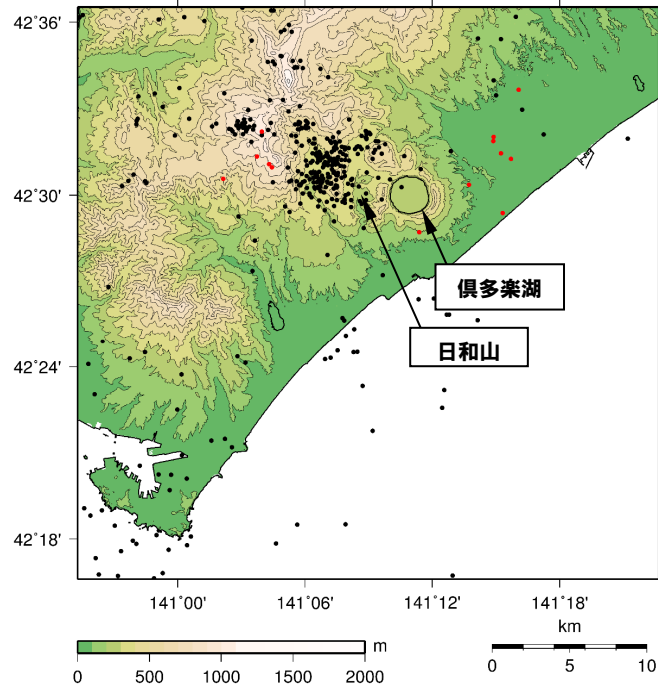
【気象庁地震月報(カタログ編), 気象庁一元化処理検測値データ等】

○過去約20年間における倶多楽・登別火山群周辺の深さ40km以浅の地震活動の震央分布を示す。震央のデータは気象庁地震月報(カタログ編)(2001年10月~2022年3月), 気象庁一元化処理検測値データ(2022年4月~2023年3月)等を使用した。



○倶多楽・登別火山群周辺においては, 日和山の西側に普通地震の震央が集中している。

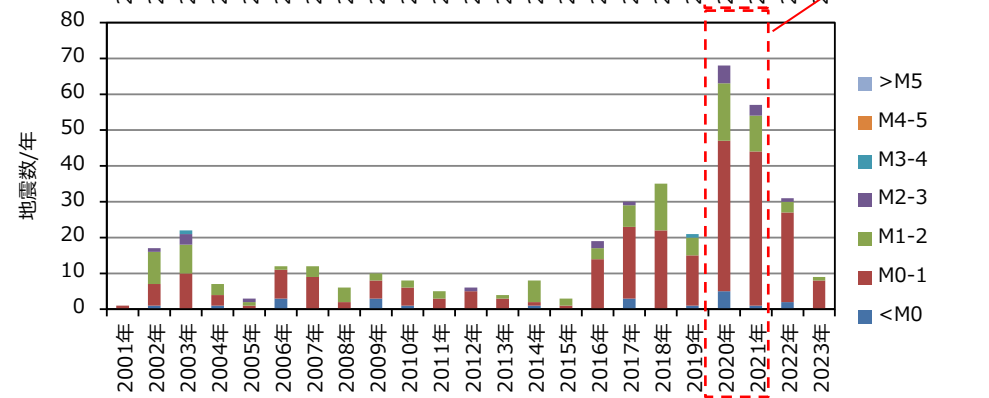
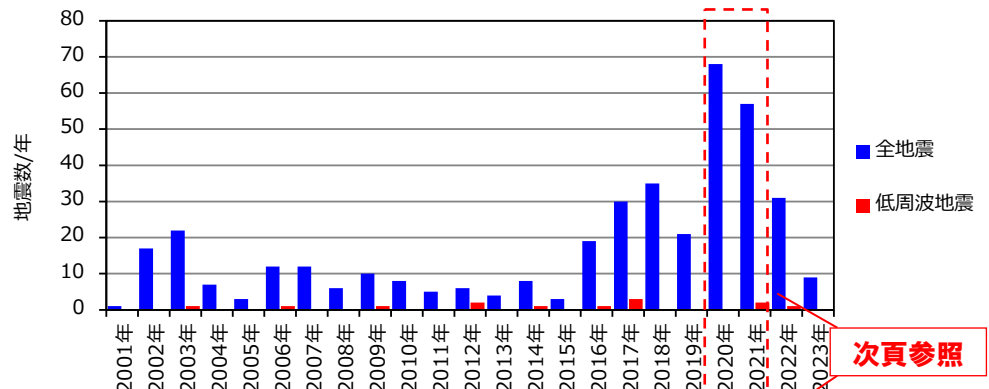
○マグニチュード0以上の地震は, 日和山の西側において2020年及び2021年に一時的に増加傾向が認められるが, 低周波地震については, 発生数は少なく増加傾向も認められない(次頁参照)。



凡例
 ●:震央
 ●:低周波地震震央

2001/10/1~2022/3/31:
 気象庁地震月報(カタログ編)
 2022/4/1~2023/3/31:
 気象庁一元化処理検測値データ

倶多楽・登別火山群周辺の震央分布 (2001年10月1日~2023年3月31日の記録(深さ40km以浅))



地震発生回数の年別時間変化(2001年~2023年※, 深さ40km以浅)
 ※2001年は10月1日~12月31日, 2023年は1月1日~3月31日のデータを掲載。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震)(6/6)

一部修正(R5/1/20審査会合)

【気象庁, 2020; 気象庁HP】

○「第147回火山噴火予知連絡会資料」(気象庁, 2020)及び「火山活動解説資料(令和3年年報)」(気象庁HP)では、倶多楽・登別火山群について、地震の発生状況を示している。

- 日和山の西側を震源とする地震活動は、2020年10月10日及び11月17から21日にかけて並びに2021年5月1日に一時的に地震が増加したとされているが、それ以外の期間では火山性地震は少なく、地震活動は低調に経過している。
- 上記の一時的な地震の増加に伴う低周波地震の増加は認められない。

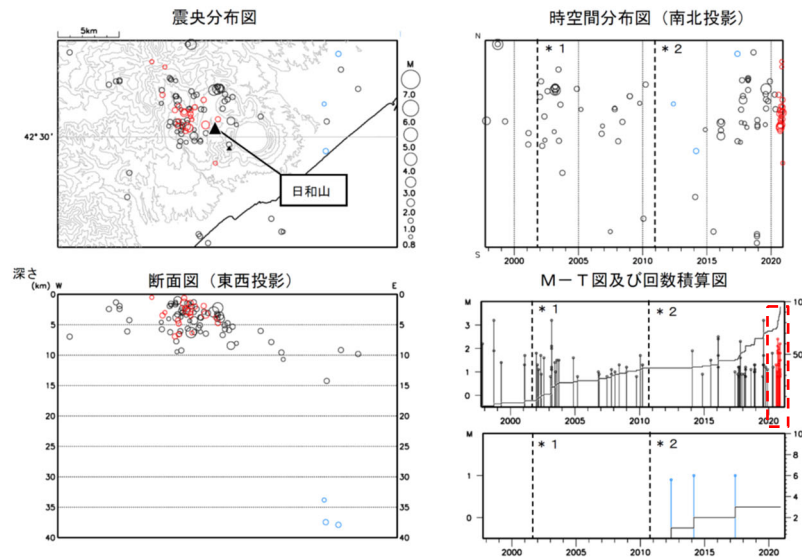


図8 倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動
(1997年10月1日～2020年11月30日、 $M \geq 0.8$ 、深さ40km以浅)
○: 1997年10月1日～2020年5月31日
●: 2020年6月1日～2020年11月30日
○: 深部低周波地震
* 1: 2001年10月以降、Hi-netの追加に伴い検知能力が向上している。
* 2: 2010年9月以降、火山観測点の追加に伴い検知能力が向上している。
2020年4月18日から10月23日までの地震について、暫定的に震源精査の基準を変更しているため、その前後の期間と比較して微小な地震での震源決定数の変化(増減)が見られる。
2020年9月以降の震源は、地震観測点の標高を考慮する等した新手法で求められている。
この地図の作成には国土地理院発行の「数値地図50mメッシュ(標高)」を使用した。

倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動
(気象庁(2020)に加筆)

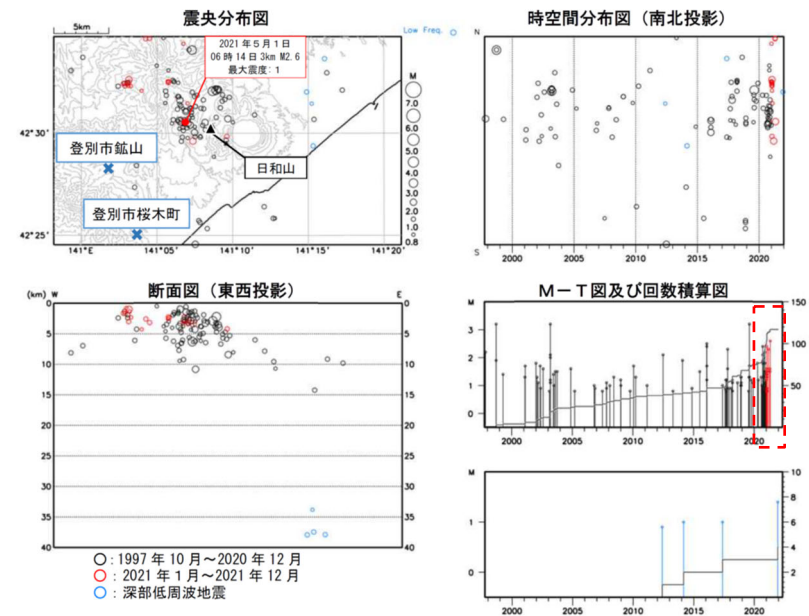


図9 倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動
(1997年10月～2021年12月、 $M \geq 0.8$ 、深さ40km以浅)
○: 1997年10月～2020年12月
●: 2021年1月～2021年12月
○: 深部低周波地震
* 2021年5月1日 06時14分 3km $M2.6$ 最大震度: 1
・5月1日に日和山の西側で地震が一時的に増加し、そのうち日和山の西約2km、深さ3kmで発生した地震(マグニチュード2.6)により、図中に×で示した登別市鉢山及び登別市桜木町で震度1を観測しました。
・6月以降、山体及び周辺で発生する地震は少ない状態で経過しました。

倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動
(気象庁HPに加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動-まとめ-) (1/9)

一部修正 (R3/10/14審査会合)

【目的】

- 青木(2016)によれば、マグマ溜まりにマグマが注入されると、マグマ溜まりが増圧し山体は膨張するとされている。
- このことから、電子基準点等のデータを整理した上で、継続的かつ顕著な変位の累積等の地殻変動の有無を確認する。



【検討結果】

(地殻変動(上下変動及び基線長変化)) (P404~P405参照)

- 全ての基線において、2011年東北地方太平洋沖地震の余効変動に伴う基線の伸びが、一部基線において、プレート間固着効果等による定常的な沈降及び2000年有珠山噴火の余効変動に伴う基線の縮みが認められる。
- 倶多楽・登別火山群付近の上下変動は、上記の余効変動等に由来する小樽1地点との相対的な差異を捉えているものと考えられ、これ以外に継続的かつ顕著な比高変化は認められない。
- 倶多楽・登別火山群付近の基線長変化は、一部基線において、2000年有珠山噴火の余効変動に伴う基線の縮みが、一部基線において、2003年十勝沖地震及び2011年東北地方太平洋沖地震に伴う余効変動に伴う基線の伸びが認められる。
- また、一部基線において、2020年頃から現在にかけて基線の伸びが認められるが、これは、倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)の隆起に伴うものと考えられる。
- これらの基線長変化以外に、継続的かつ顕著な膨張又は収縮傾向は認められない。

(地殻変動(干渉SAR時系列解析)) (P406~P409参照)

- 倶多楽・登別火山群周辺においては、2016年から2021年にかけて、倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)で衛星に近づく変動(隆起傾向)が認められる。
- 電子基準点に基づく基線長変化においても、倶多楽を取り囲む基線で2020年頃からわずかな伸びの傾向が認められることから、当該領域の地下に何らかの膨張源が存在している可能性が考えられる。
- このため、膨張源の成因について、地下構造(地震波速度構造及び比抵抗構造)の観点から検討を行った。
 - ・洞爺カルデラにおける当社電磁気探査結果に基づくと、当該領域の地下10km程度に低比抵抗領域が認められる。
 - ・地震波トモグラフィ解析結果からは、当該領域の地下10~20km付近に低Vpかつ低Vp/Vs領域が認められ、水の存在が示唆される。
- 以上から倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)に認められる隆起及び基線の伸びは、熱水の上昇・貯留に伴うものと推定される。

(次頁へ続く)

5.3 倶多楽・登別火山群

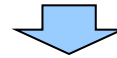
③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動-まとめ-) (2/9)

一部修正(R3/10/14審査会合)

(前頁からの続き)

(地殻変動(水準測量))(P410参照)

- 国土地理院一等水準点検測成果集録においては、白老町に局所的な変動が認められるものの、倶多楽・登別火山群規模の顕著な隆起又は沈降は認められない。



- 倶多楽・登別火山群周辺の地殻変動は、白老町の局所的な変動、プレート間固着効果等に伴う定常的な変動、周辺の地震及び2000年有珠山噴火による余効変動等が認められる。
- また、倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)において、2016年以降に確認される隆起及び当該領域を含む基線の伸びは認められるが、熱水の上昇・貯留に伴うものと推定される。
- これらの変動以外に継続的かつ顕著な変位の累積は認められない。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(3/9)

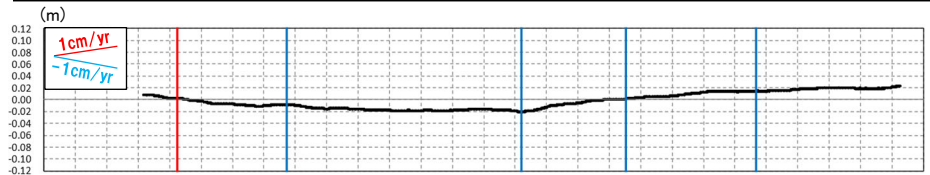
一部修正 (R5/10/6審査会合)

【上下変動】

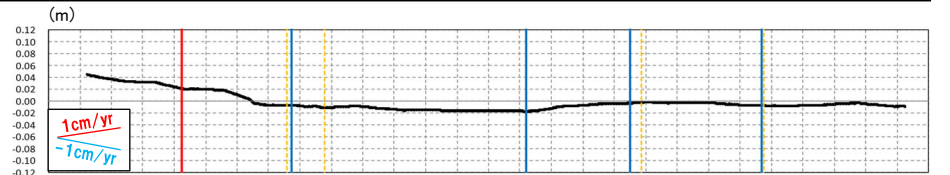
- 倶多楽・登別火山群付近の4基準点(登別, 白老, 大滝及び伊達)について, 各電子基準点設置以降から2023年3月までの上下変動を示す。
- 固定局は, 倶多楽・登別火山群と同様に東北日本弧延長部に位置し, 第四紀火山から離隔があること等を踏まえ, 小樽1地点とした。
- 季節変化に伴う影響(気象条件に関するノイズ, 電子基準点周辺の樹木の生長等)を除去するために, 各基準点の上下変動について1年間の移動平均グラフを作成した。



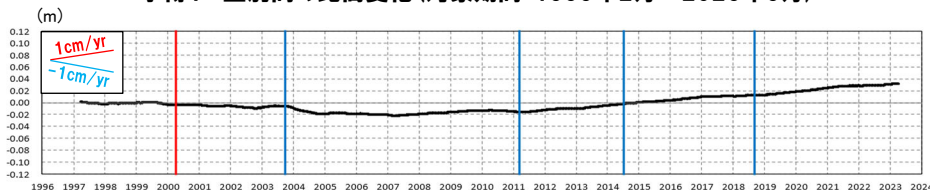
- 全ての基線において, 2011年東北地方太平洋沖地震の余効変動(6.2章参照)に伴う隆起が認められる。
- また, 一部基線において, プレート間固着効果等による定常的な沈降及び2000年有珠山噴火の余効変動(6.2章参照)に伴う沈降が認められる。
- 倶多楽・登別火山群付近の上下変動は, 上記の余効変動等に由来する小樽1地点との相対的な差異を捉えているものと考えられ, これ以外に継続的かつ顕著な比高変化は認められない。



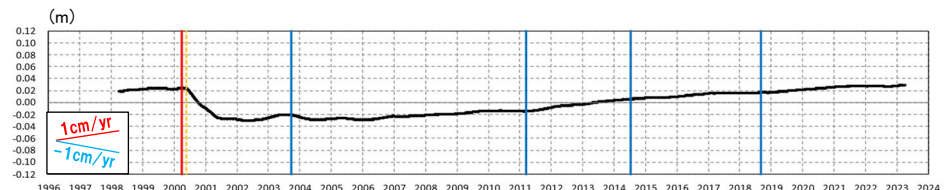
小樽1ー登別間の比高変化(対象期間:1999年2月~2023年3月)



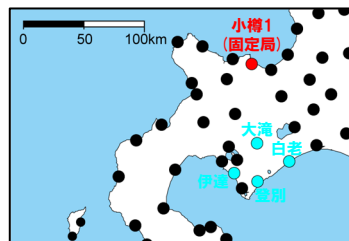
小樽1ー白老間の比高変化(対象期間:1997年3月~2023年3月)



小樽1ー大滝間の比高変化(対象期間:1997年3月~2023年3月)



小樽1ー伊達間の比高変化(対象期間:1998年3月~2023年3月)



倶多楽・登別火山群付近
電子基準点位置図

- 2000年3月有珠山噴火
- 2003年9月十勝沖地震
- 2011年3月東北地方太平洋沖地震
- 2014年7月胆振地方中東部の地震
- 2018年9月北海道胆振東部地震
- 伐木

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(4/9)

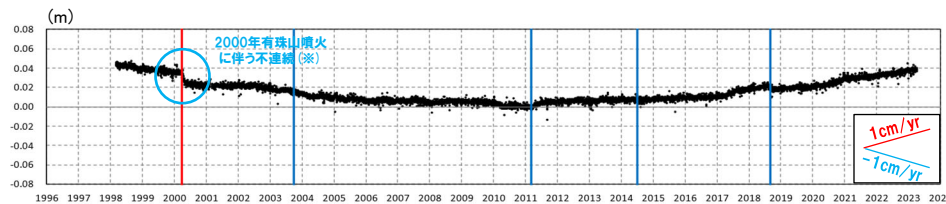
一部修正 (R5/10/6審査会合)

【基線長変化】

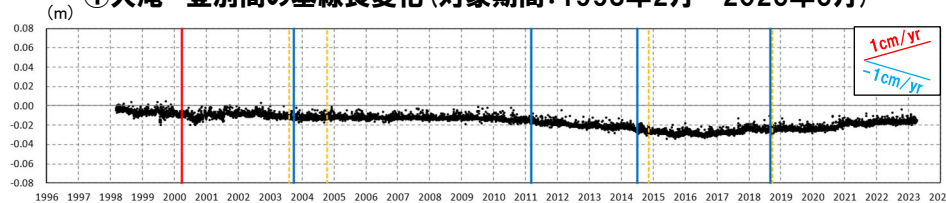
- 倶多楽・登別火山群付近の4基準点(登別, 白老, 大滝, 及び伊達)を結んだ4基線について, 各電子基準点設置以降から2023年3月までの基線長変化を示す。
- 噴火, 地震, 伐木イベント等による不連続を除去するため, 左下黒枠内に示すイベントについて, イベント前後7日間の平均値を基に不連続を除去する補正を実施した。



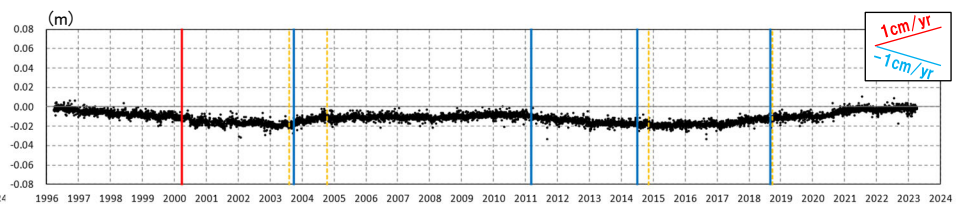
- 倶多楽・登別火山群付近の基線長変化は, 一部基線において, 2000年有珠山噴火の余効変動(6.2章参照)に伴う基線の縮みが認められる。
- 同様に, 一部基線において2003年十勝沖地震及び2011年東北地方太平洋沖地震に伴う余効変動(6.2章参照)に伴う基線の伸びが認められる。
- また, ①大滝-登別間及び②大滝-白老間において, 2020年頃から現在にかけて基線の伸びが認められるが, これは, 後述する倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)の隆起(P407~P409参照)に伴うものと考えられる。
- これらの基線長の変化は認められるが, これ以外に継続的かつ顕著な膨張又は収縮傾向は認められない。



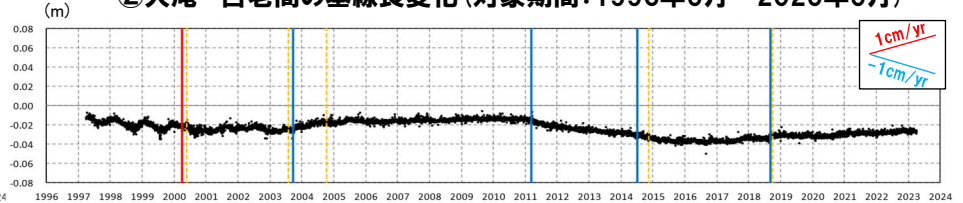
①大滝-登別間の基線長変化(対象期間:1998年2月~2023年3月)



③白老-登別間の基線長変化(対象期間:1998年2月~2023年3月)



②大滝-白老間の基線長変化(対象期間:1996年3月~2023年3月)

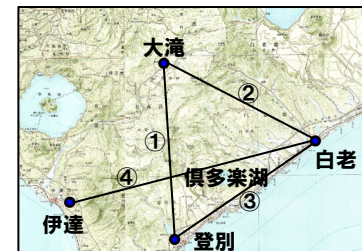
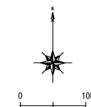


④白老-伊達間の基線長変化(対象期間:1997年3月~2023年3月)

補正対象イベント

- 2000年3月有珠山噴火 (Red line)
- 2003年9月十勝沖地震 (Blue line)
- 2011年3月東北地方太平洋沖地震 (Blue line)
- 2014年7月胆振地方中東部の地震 (Blue line)
- 2018年9月北海道胆振東部地震 (Blue line)
- 伐木 (Yellow dashed line)

※各イベントに対して, 一律前後7日間の移動平均値を基に補正を行う当社手法では, 一部地域において1週間以上余効変動が続いた2000年有珠山噴火に伴う不連続が残っているものと考えられる。



倶多楽・登別火山群付近電子基準点位置図

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(5/9)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

【干渉SAR時系列解析】

- 第151回火山噴火予知連絡会資料(倶多楽)(気象庁, 2022)によると, 「2016年から2021年にかけて, 倶多楽湖の北西側で衛星に近づく変動が見られます※¹」とされているが, 火山活動との関連について言及はされていない。
- 同文献のGEONET(電子基準点等)連続観測によれば, 上記隆起域を含む「倶多楽を取り囲む基線で2020年頃からわずかな伸びの傾向が見られます」とされている※²。

【干渉SAR時系列解析(最新版)】

- 2014年8月から2022年12月を対象とした干渉SAR時系列解析(国土地理院, 2023)※³によれば, 倶多楽・登別火山群規模の顕著な地殻変動は認められない。

※¹ 気象庁(2022)では, 北行軌道では約3cm, 南行軌道からは約4cmの衛星に近づく変化が確認できるが, 電離圏補正を行っていないため, ノイズが重畳している可能性があるとしてされている。
 ※² 当社作成の電子基準点に基づく基線長変化においては, 継続的な膨張又は収縮は認められないものの, 2020年頃以降, わずかな伸びの傾向が一部の基線で認められる(前頁参照)。
 ※³ 国土地理院では, 宇宙航空研究開発機構(JAXA)が運用する衛星「だいち2号(ALOS-2)」のSARデータを使用し, 地殻変動の監視を行っている。2023年3月に日本全域の干渉SAR時系列解析結果をHP上で公表した。ここで示す干渉SAR時系列解析結果は大規模な地震に伴う地殻・地盤変動及びプレート運動等に伴う広い範囲に生じる地殻変動は除去されている。

2016年から2021年にかけて, 倶多楽湖の北西側で衛星に近づく変動が見られます。

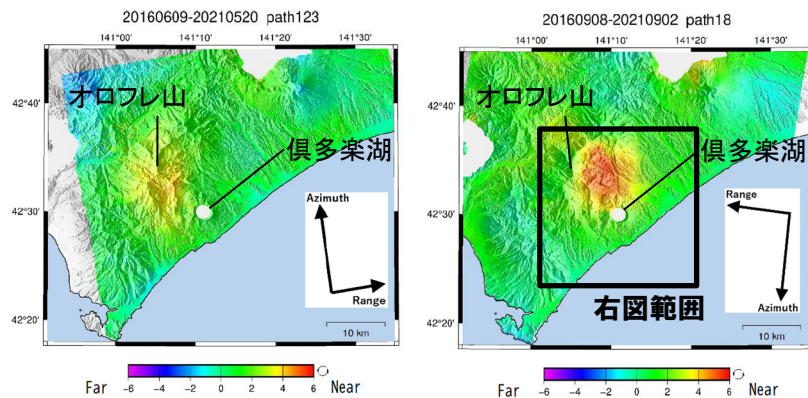
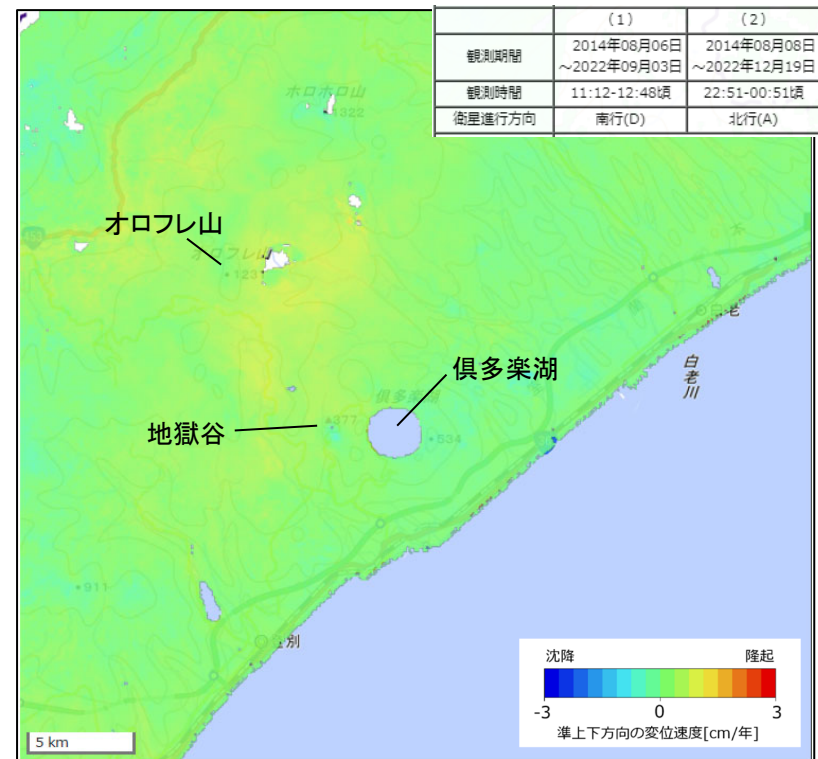


図1 パス 123(SM1_U2-7)による
 長期間の干渉解析結果
 (2016/06/09~2021/05/20)

図2 パス 18(SM1_U2-8)による
 長期間の干渉解析結果
 (2016/09/08~2021/09/02)

倶多楽・登別火山群周辺の干渉SAR時系列解析結果(気象庁(2022)に加筆)



倶多楽・登別火山群周辺における2014-2022年間の
 干渉SAR時系列解析結果(準上下成分の変位速度)(国土地理院(2023)に加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(6/9)

一部修正(R5/7/7審査会合)

- 第151回火山噴火予知連絡会資料(倶多楽)(気象庁, 2022)において, 倶多楽湖北西(オロフレ山周辺)の隆起及び当該領域を含む基線の伸びが報告されていることを踏まえると, 当該領域の地下に何らかの膨張源が存在している可能性が考えられる。
- 倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)に認められる隆起及び基線の伸びについて, 地下構造(地震波速度構造及び比抵抗構造)の観点から検討を行った。
- 後述する洞爺カルデラにおける当社電磁気探査結果に基づくと, 当該領域の地下10km程度に低比抵抗領域(10Ωm以下の領域)が認められる(P409参照)。
- 地震波トモグラフィ解析結果からは, 当該領域の同様な位置及び深度に低Vpかつ低Vp/Vs領域が認められ, 水の存在が示唆される(次頁参照)。

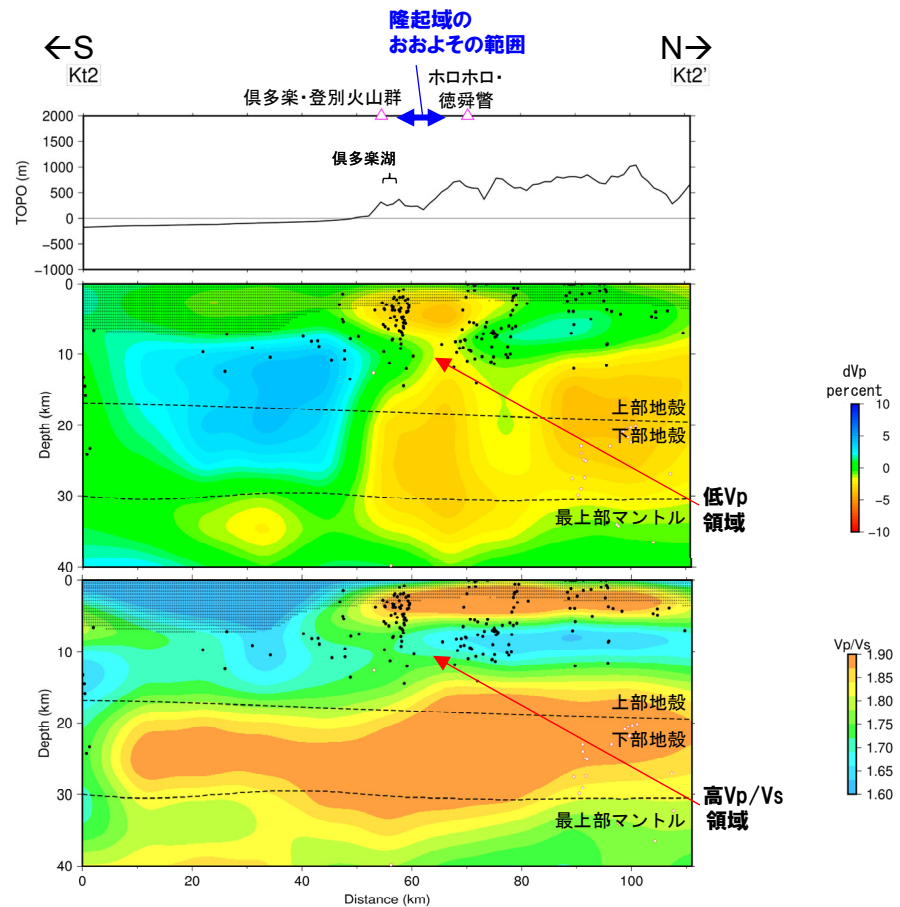
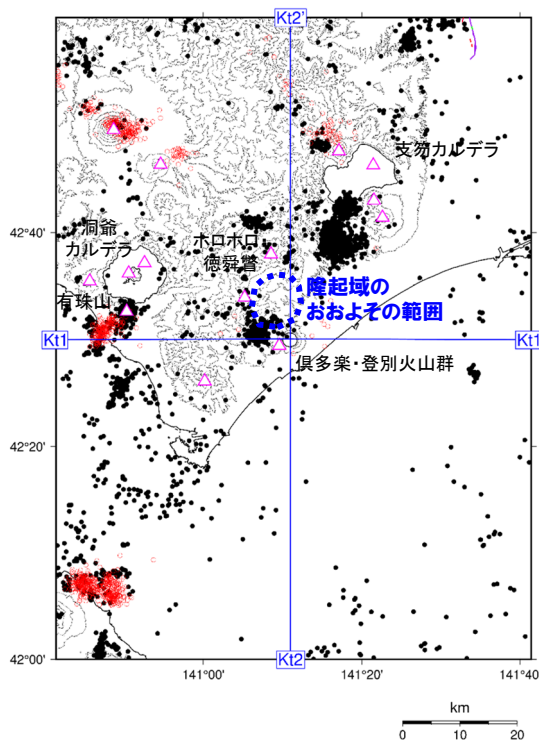


- 倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)に認められる隆起及び基線の伸びは, 熱水の上昇・貯留に伴うものと推定される。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動) (7/9)

一部修正 (R5/7/7審査会合)



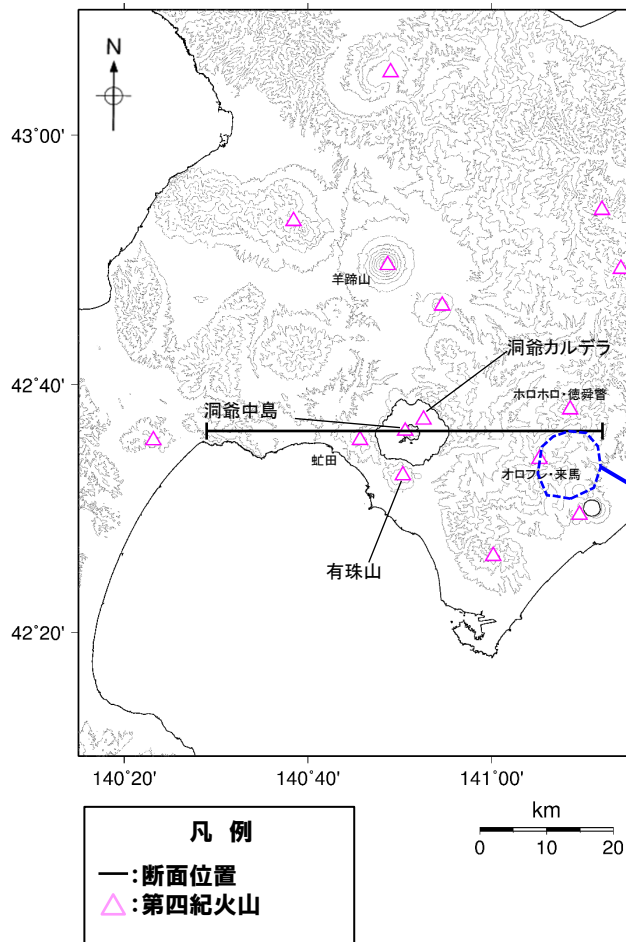
凡例	
△	第四紀火山
黒点	震源 (MJMA ≥ 0)
赤点	低周波地震の震源 (期間: 2000/10/1-2020/12/31)
半透明黒色部	チェッカーボードテストの 復元率が20%以下の範囲
—	活断層
—	推定活断層
} 今泉ほか編(2018)をトレース	

地震波速度構造(南北方向の鉛直断面)
(解析の詳細はP382~P383参照)

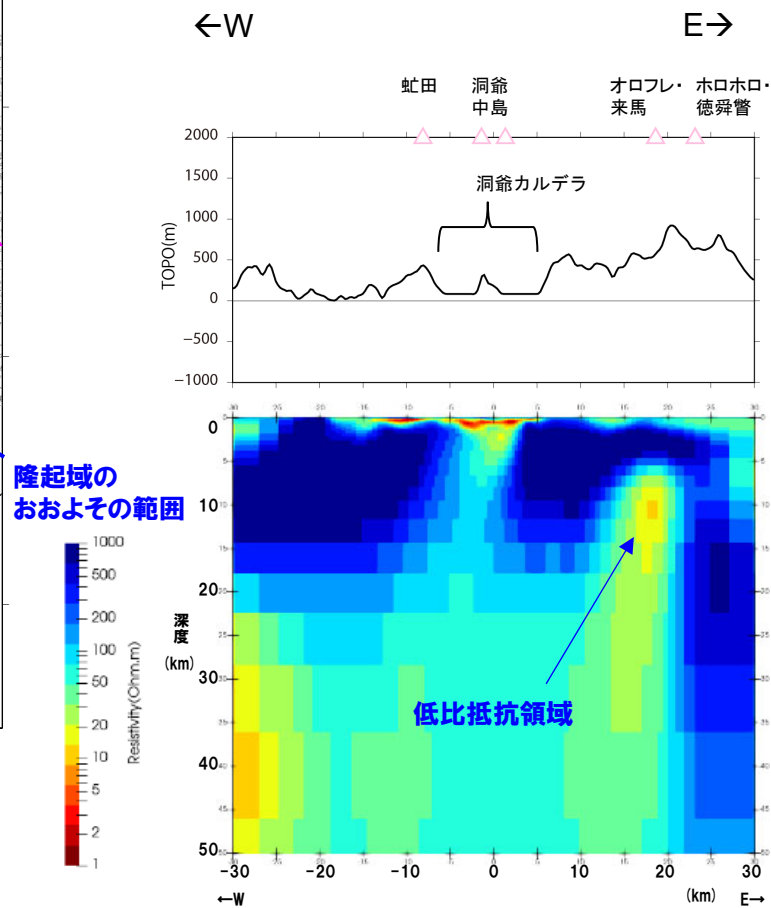
5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動) (8/9)

一部修正 (R5/7/7審査会合)



比抵抗構造断面位置図



東西比抵抗断面

当社電磁気探査に基づく洞爺湖～倶多楽周辺の比抵抗断面
(当社電磁気探査の詳細は本編資料P197～P199参照)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(9/9)

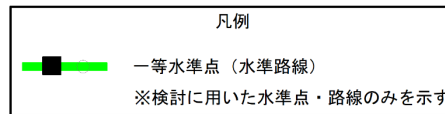
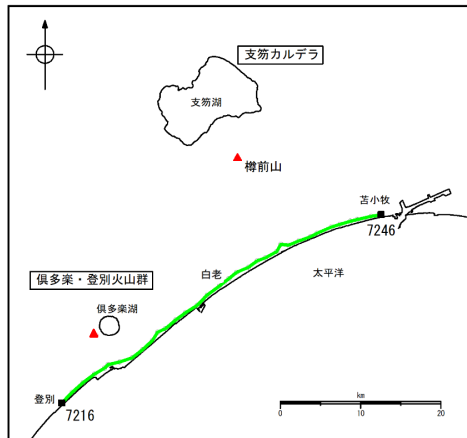
再掲(R5/1/20審査会合)

【水準測量】

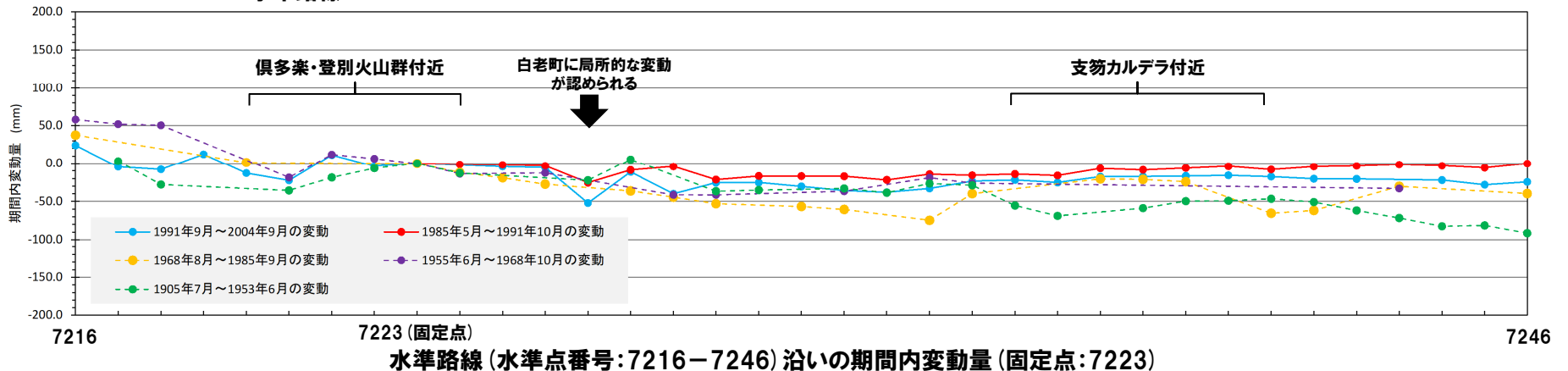
○過去約100年間における倶多楽・登別火山群周辺の水準点の上下変動を示す。水準測量のデータは国土地理院一等水準点検測成果集録を使用した。



○当該検測成果集録においては、白老町に局所的な変動が認められるものの、倶多楽・登別火山群規模の顕著な隆起又は沈降は認められない。



水準路線



5.3 倶多楽・登別火山群

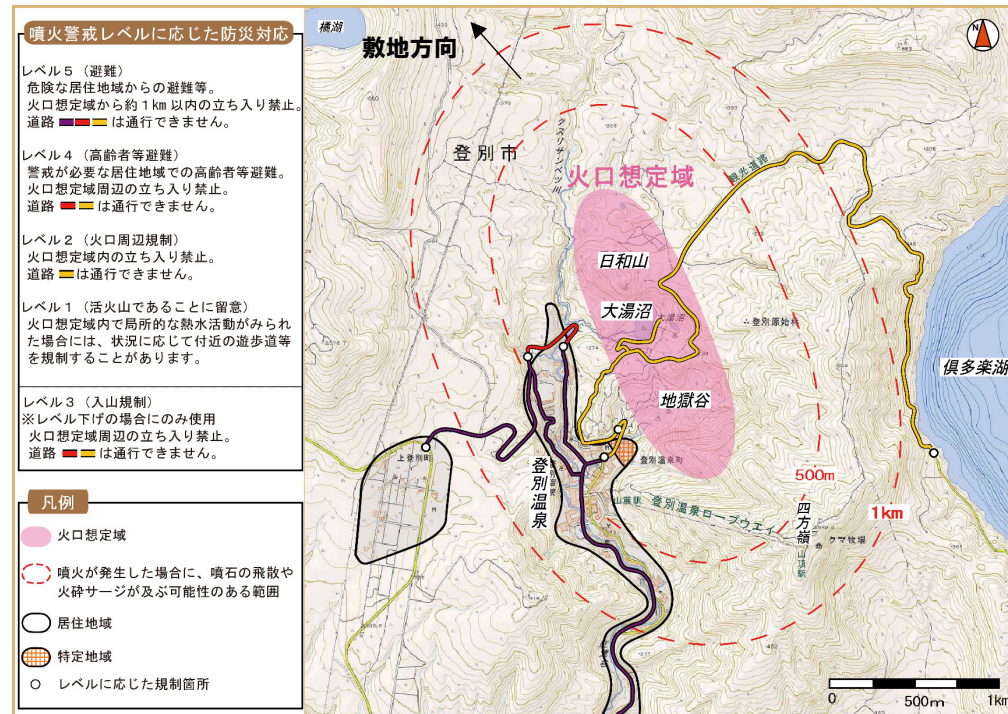
(参考) 倶多楽火山防災協議会 (2022)

再掲 (R5/10/6審査会合)

○ 倶多楽・登別火山群に関して避難計画を定めた倶多楽火山防災協議会 (2022) によれば、最も大きな規模の噴火として、下図の通り、火口から概ね半径500~1,000m以内に降灰、噴石、火山泥流及び火砕サージによる影響範囲を想定しており、巨大噴火規模の影響は想定されていない。



降灰、噴石及び火山泥流の想定影響範囲



噴石及び火砕サージの想定影響範囲

最も大きな規模の噴火として想定された影響範囲 (倶多楽火山防災協議会 (2022) に加筆)

1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.264
3. 支笏カルデラ及び洞爺カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.278
3.1 支笏火砕流	P.280
3.2 洞爺火砕流	P.288
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.298
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.358
5.1 始良カルデラ	P.359
5.2 阿蘇カルデラ	P.365
5.3 倶多楽・登別火山群	P.369
6. 火山影響評価に関する文献レビュー	P.412
6.1 火山活動の規模と設計対応不可能な火山事象の評価	P.413
6.2 巨大噴火の可能性評価	P.417
参考文献	P.435

1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.264
3. 支笏カルデラ及び洞爺カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.278
3.1 支笏火砕流	P.280
3.2 洞爺火砕流	P.288
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.298
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.358
5.1 始良カルデラ	P.359
5.2 阿蘇カルデラ	P.365
5.3 倶多楽・登別火山群	P.369
6. 火山影響評価に関する文献レビュー	P.412
6.1 火山活動の規模と設計対応不可能な火山事象の評価	P.413
6.2 巨大噴火の可能性評価	P.417
参考文献	
ニセコ・雷電火山群の溶岩流を含む火山噴出物の分布範囲及び活動時期に関する文献(大場, 1960)	P. 414
ニセコ・雷電火山群の活動時期に関する文献(日本地質学会編, 2010)	P. 415
ニセコ・雷電火山群の活動時期に関する文献(Oka et al., 2023)	P. 416

ニセコ・雷電火山群の溶岩流を含む火山噴出物の分布範囲及び活動時期に関する文献(大場, 1960)

一部修正 (H25/11/13審査会合)

【大場(1960)】

- ニセコ・雷電火山群の地質分布について整理されている大場(1960)をレビューした。
- ・大場(1960)によれば、ニセコ火山群の地質図は右図の通りとされている。
- ・ニセコ火山群の活動は、その地形および噴出物の岩石学的特性を見て、3期にわけることができるとされている(下表参照)。

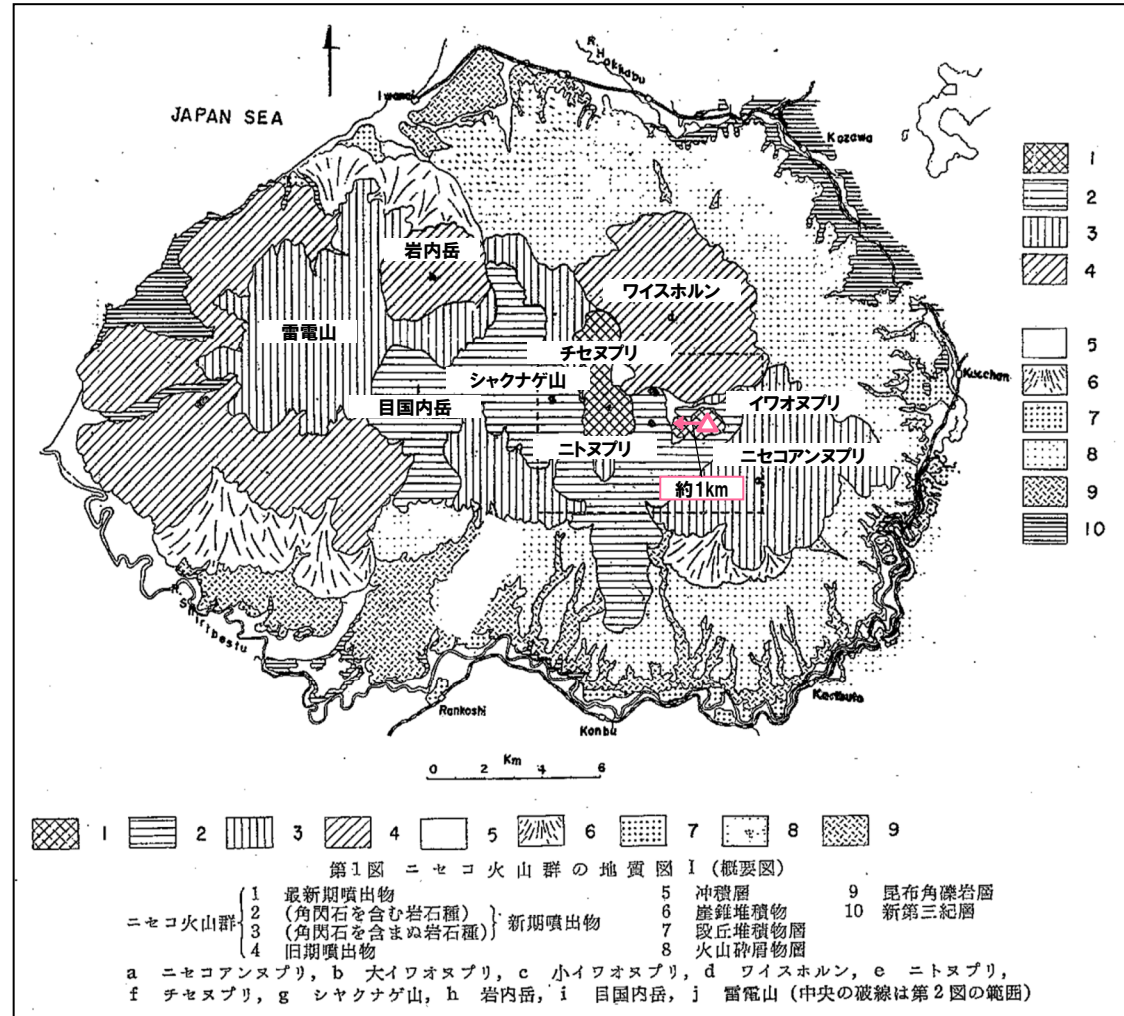


- 大場(1960)に基づくと、ニセコ・雷電火山群の火山噴出物は、敷地まで到達していない。
- 現在の活動中心であるイワオヌプリの火山噴出物の最大到達距離は約1kmである。

地質層序表(大場(1960)に加筆)

第1表 地質層序

時代	層序	火山活動			
第4紀	沖積世	河床堆積物	大イワオヌプリ	最新期ニセコ火山群	
		湖水堆積物	小イワオヌプリ		
	洪積世	扇状地堆積物	チセヌプリ		中期ニセコ火山群
		火山砕屑物	ニトヌプリ		
第3紀	新第三紀層	段丘堆積物	シャクナゲヌプリ	旧期ニセコ火山群	
			ニセコアンヌプリ		
		雷電岳(上部)	目国内岳		
鮮新世	新第三紀層	昆布角礫岩層	雷電岳(下部)	最新期ニセコ火山群	
			岩内岳		
			ワイスホルン		



火山地質図(大場(1960)に加筆)

ニセコ・雷電火山群の活動時期に関する文献(日本地質学会編, 2010)

一部修正(H25/11/13審査会合)

【日本地質学会編(2010)】

- ニセコ・雷電火山群の活動時期については、「古期火山群」、「中期火山群」及び「新期火山群」に分類されている。
- 各火山群を構成する火山体の活動時期は下表のように示されている。

各火山群を構成する火山体の活動時期

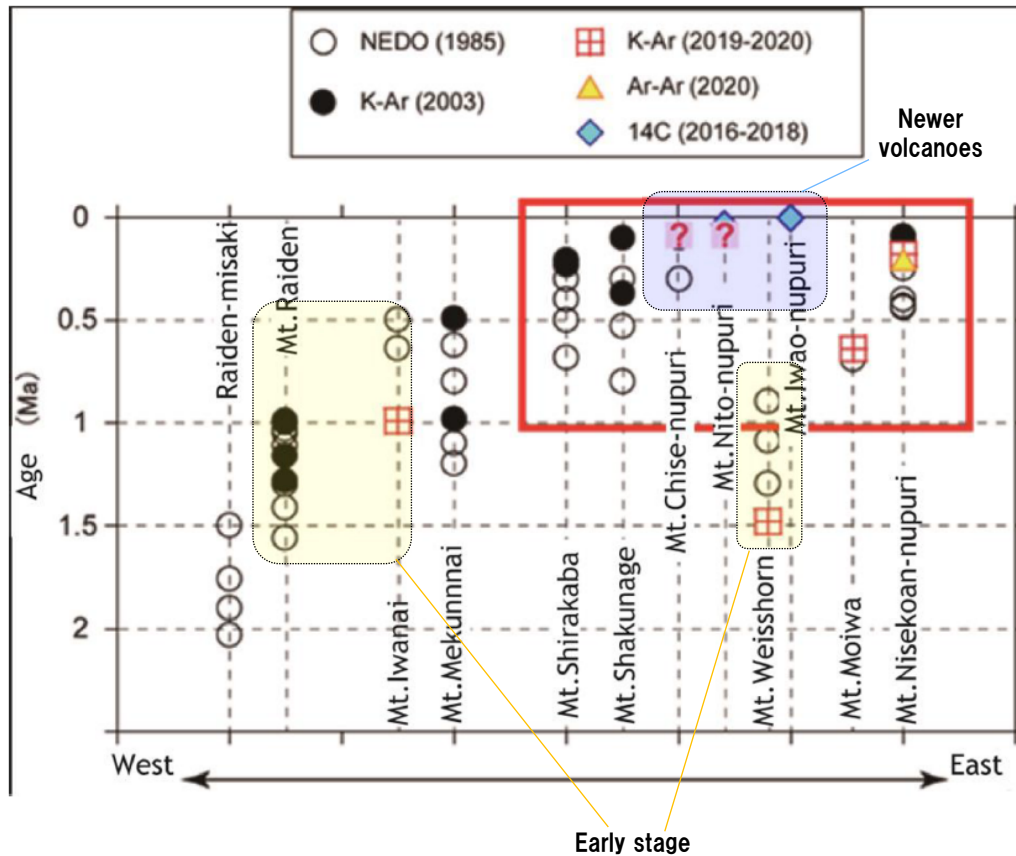
火山群	火山体	活動時期
古期火山群	雷電火山	2.03±0.28Ma-0.99±0.12Ma
	目国内岳火山	1.2±0.2Ma-0.62±0.06Ma
	岩内岳火山	0.64±0.13Ma-0.5±0.2Ma
	ワイスホルン火山	1.3±0.4Ma-0.9±0.3Ma
中期火山群	白樺岳火山	0.68±0.04Ma-0.3±0.2Ma
	シャクナゲ岳火山	0.8±0.05Ma-0.30±0.03Ma
	ニセコアンヌプリ火山	0.69±0.35Ma-0.25±0.13Ma
新期火山群	チセヌプリ火山	0.3±0.2Ma-<0.2Ma
	ニトヌプリ火山	<0.2Ma
	イワオヌプリ火山	<0.2Ma

ニセコ・雷電火山群の活動時期に関する文献 (Oka et al., 2023)

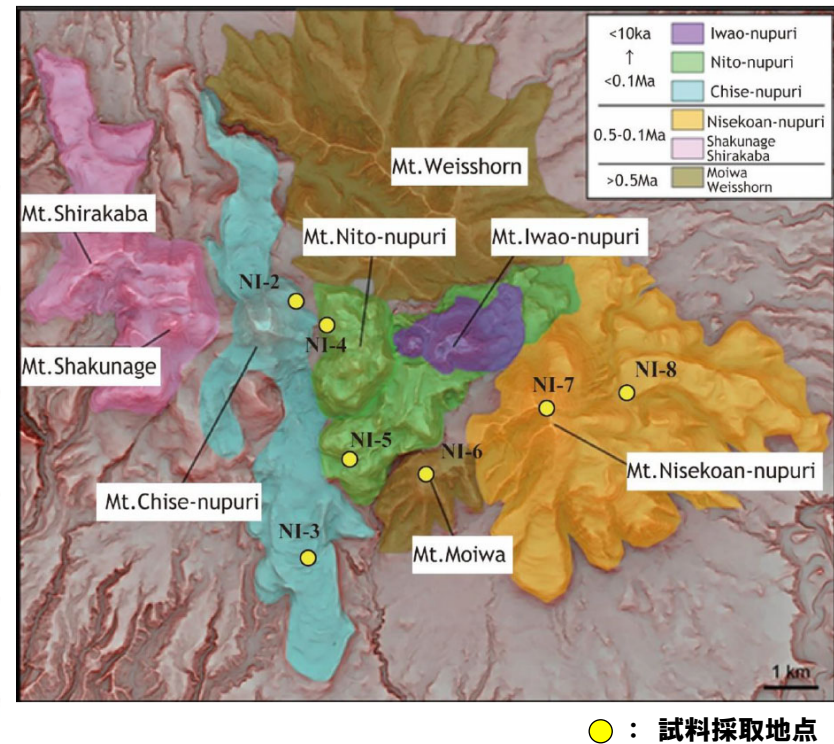
一部修正 (R5/7/7審査会合)

【Oka et al. (2023)】

- ワイスホルン・岩内岳・モイワ山・チセヌプリ・ニトヌプリ・イワオヌプリの各火山については、新たに年代測定を実施したとされている。
- 年代測定の結果、岩石の年代はそれぞれ、雷電山・ワイスホルン・岩内岳が>0.5Ma, 白樺山・シャクナゲ岳・ニセコアンヌプリが0.5~0.1Ma, イワオヌプリ・チセヌプリ・ニトヌプリが<0.1Ma~<10kaとされている。
- 活動年代を基に、雷電山・ワイスホルン・岩内岳をearly stage, チセヌプリ・ニトヌプリ・イワオヌプリをnewer volcanoesと呼称されている。



ニセコ・雷電火山群における火山活動の時間的・空間的变化 (Oka et al. (2023) に加筆)



ニセコ火山群における過去1Maの火山活動分布 (Oka et al. (2023) に加筆)

1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.264
3. 支笏カルデラ及び洞爺カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.278
3.1 支笏火砕流	P.280
3.2 洞爺火砕流	P.288
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.298
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.358
5.1 始良カルデラ	P.359
5.2 阿蘇カルデラ	P.365
5.3 倶多楽・登別火山群	P.369
6. 火山影響評価に関する文献レビュー	P.412
6.1 火山活動の規模と設計対応不可能な火山事象の評価	P.413
6.2 巨大噴火の可能性評価	P.417
参考文献	P.435

地下構造に関する文献(Nakajima et al.(2001)及び中道(2022))	P. 418
地下構造に関する文献(Kita et al., 2014)	P. 422
地殻変動に関する文献(Ueda et al., 2003)	P. 424
地殻変動に関する文献(村上ほか, 2001)	P. 426
地殻変動に関する文献(Itoh et al., 2019)	P. 428
地殻変動に関する文献(Suito, 2018)	P. 430
地殻変動に関する文献(Kobayashi et al.(2019))	P. 434

6.2 巨大噴火の可能性評価

地下構造に関する文献 (Nakajima et al. (2001) 及び中道 (2022)) (1/4)

一部修正 (R3/10/14審査会合)

【Nakajima et al. (2001)】

- 地震波速度構造から東北日本におけるメルトの存在を推定している, Nakajima et al. (2001) をレビューした。
 - ・Nakajima et al. (2001) によれば, 東北日本では低速度帯が沈み込む太平洋スラブの下降方向とほぼ平行に分布し, 背弧側のマントルウェッジの深部から活火山直下の地殻まで連続的に広がっているとされている (P420左図)。
 - ・この活火山直下の低速度領域において, V_p/V_s 比は上部地殻では低く (平均1.66), 下部地殻 (同1.79) と最上部マントル (同1.85) では高くなっており, 特に最上部マントルでは, 火山フロントに沿って高 V_p/V_s 領域が連続的に分布しているとされている (P420右図)。
 - ・活火山直下の速度異常の原因について考察するため, 岩石中の亀裂に存在する水又はメルトの割合に応じて, 上部地殻, 下部地殻, 最上部マントル各層の地震波速度がどのように変化するかを計算したとされている (P421参照)。
 - ・その結果, 上部地殻で観測された速度異常 (低 V_p , 低 V_s かつ低 V_p/V_s) は数%の水の存在でしか説明できないため, 上部地殻内には少なくともトモグラフィの空間分解能を超える規模の部分熔融域は存在しないと推定されている。
 - ・下部地殻及び最上部マントルで観測された速度異常 (低 V_p , 低 V_s かつ高 V_p/V_s) は, 数%のメルトの存在で説明できるとされている。
 - ・この速度異常 (低 V_p , 低 V_s かつ高 V_p/V_s) は, 数%の水の存在でも説明できるように見えるが, 数%の水を含む亀裂のアスペクト比は非常に小さいとされ, この地域には数百年前に噴火したものも含め多くの第四紀火山があり, 活火山直下のマントルウェッジにメルトが分布していると推定している文献があることも踏まえると, 下部地殻や最上部マントルの速度異常 (低 V_p , 低 V_s かつ高 V_p/V_s) はメルトによるものとする方が適当であるとされている。
 - ・速度異常域の分布の特徴から, 最上部マントルでは火山フロントに沿って連続的に部分熔融域が拡がっており, 下部地殻では活火山直下に部分熔融域が点在すると推定されている。

(次頁へ続く)

6.2 巨大噴火の可能性評価

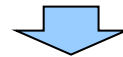
地下構造に関する文献 (Nakajima et al. (2001) 及び中道 (2022)) (2/4)

一部修正 (R3/10/14審査会合)

(前頁からの続き)

【中道 (2022)】

- 火山における地震波速度構造の解釈等について至近の知見を解説している中道 (2022) をレビューした。
 - ・中道 (2022) によれば、火山直下の低 V_p 、低 V_s かつ高 V_p/V_s 領域は、岩石が溶融した部分*の存在として火山学的に解釈されることが多いとされている (下表参照)。
 - ・一方、低 V_p 、低 V_s かつ低 V_p/V_s 領域については、水の存在や岩石内のクラック内へのガス充填がある領域として解釈されているとされている (下表参照)。



- Nakajima et al. (2001) に基づくと、東北日本においては、活火山直下において、低速度領域が背弧下のマントルウェッジ内の広範囲に分布している。
- Nakajima et al. (2001) に基づくと、活火山直下の上部地殻で観測される低 V_p 、低 V_s かつ低 V_p/V_s 領域は水の存在でしか説明できないとされていることから、同領域は水の存在を示唆するものと判断される。
- また、最上部マントルから下部地殻で観測される低 V_p 、低 V_s かつ高 V_p/V_s 領域は、メルトによるものとする方が適当であるとしてされていることから、本検討 (地震波速度構造の観点からの地下構造の確認) においては、同領域はメルトの存在を示唆するものとして取り扱う。
- これらの低 V_p 、低 V_s かつ低 V_p/V_s 領域が水の存在を示唆し、低 V_p 、低 V_s かつ高 V_p/V_s 領域がメルトの存在を示唆するものであることは、中道 (2022) の記載と調和的である。
- このため、地震波速度構造については、火山直下の上部地殻にマグマ溜まり及びその周囲に分布する部分溶融域中のメルトの存在を示唆する顕著な低 V_p かつ高 V_p/V_s 領域が存在するか否かを確認する。

V_p, V_s, V_p/V_s異常域の解釈 (中道 (2022) に加筆)

Table 2. P- and S-wave velocity and V_p/V_s anomalies and their interpretation

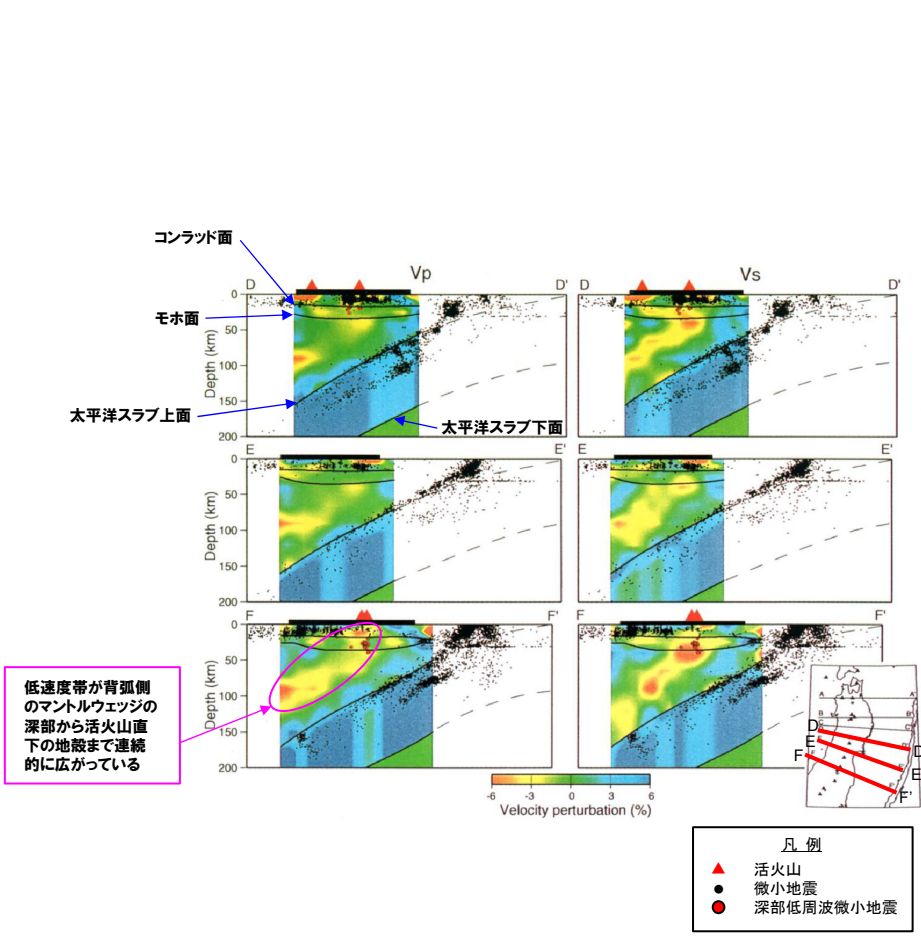
V_p	V_s	V_p/V_s	Depth 深度	Interpretation 解釈
High	High	Normal	Ground surface ~ 3 km	Solidified magma or old edifice
Low	Low	Low	7 ~ 17 km	Supercritical fluid (H ₂ O etc.) 超臨界流体
Low	Low	High	20 ~ 40 km	Partial melt of rock メルト

*中道 (2022) によれば、「岩石が溶融した部分」はメルト、「超臨界流体」は水又は二酸化炭素とされている。

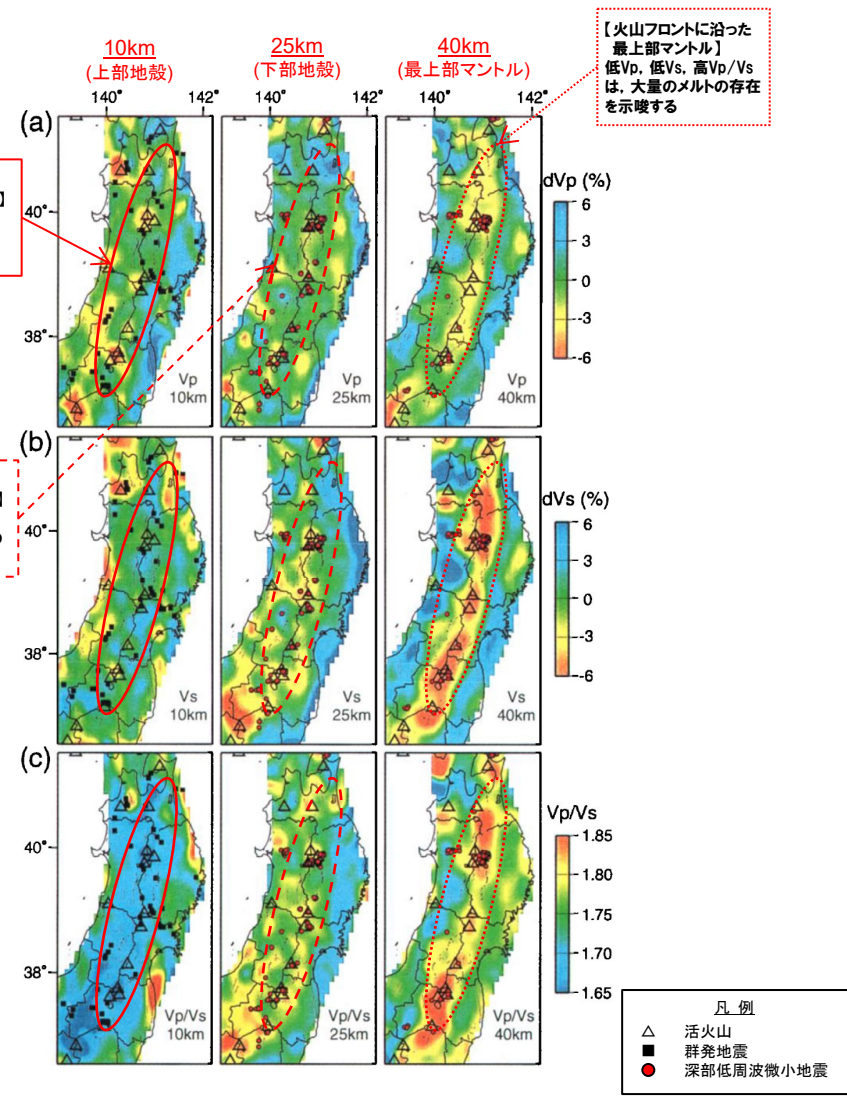
6. 2 巨大噴火の可能性評価

地下構造に関する文献 (Nakajima et al. (2001) 及び中道 (2022)) (3/4)

一部修正 (R3/10/14審査会合)



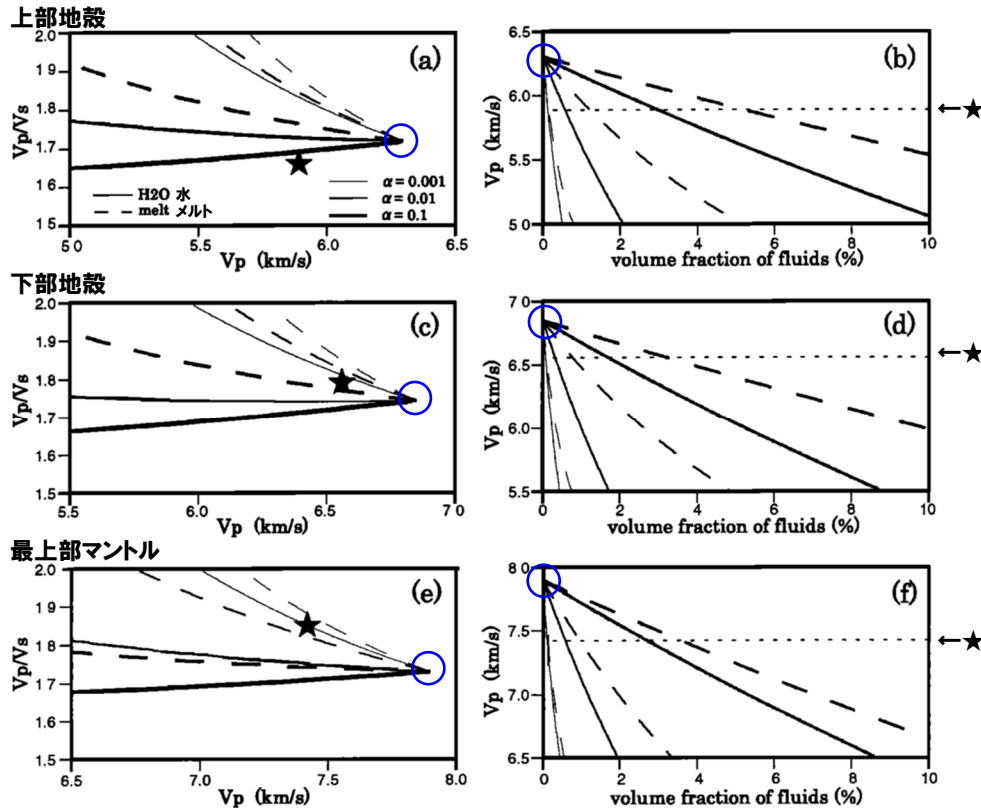
東北日本における地震波速度構造 (鉛直断面)
 (Nakajima et al. (2001) に加筆)



東北日本における地震波速度構造 (水平断面) (Nakajima et al. (2001) に加筆)

地下構造に関する文献 (Nakajima et al. (2001) 及び中道 (2022)) (4/4)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



α : 岩石中の亀裂のアスペクト比
 \circ : 各層の上限地震波速度
 \star : 活火山直下の低速度領域における平均地震波速度

岩石中の流体で満たされた亀裂による地震波速度の変化

(a), (c), (e): V_p/V_s と V_p の関係

(b), (d), (f): V_p と流体の体積分率の関係

(Nakajima et al. (2001) に加筆)

【Nakajima et al. (2001) における活火山直下の速度異常の原因についての考察手順※】

① 上限地震波速度の設定

東北地方における地震波トモグラフィ解析結果に基づき、上部地殻、下部地殻及び最上部マントルの速度分布を求め、各層の上限地震波速度(岩石中に亀裂を含まない場合の速度、左図青 \circ)を設定する。

② 水又はメルトの存在による速度変化の計算

岩石中の亀裂に水又はメルトが存在することによる上記①上限地震波速度からの速度変化 (V_p 及び V_p/V_s) を亀裂のアスペクト比 α ごとに計算する。

(左図中の実線は水、破線はメルトが存在した場合の速度変化を示す)

- 水又はメルトの体積分率に応じて V_p が低下する(左図 (b), (d), (f))。
- V_p の低下に応じて V_p/V_s が変化する(左図 (a), (c), (e))。

③ 活火山直下の平均地震波速度との比較

- 上部地殻では低 V_p かつ低 V_p/V_s (左図 (a) の \star) であり、水の存在でしか説明できない(メルトであれば高 V_p/V_s となる)。
- 下部地殻、最上部マントルでは、低 V_p かつ高 V_p/V_s (左図 (c) 及び (e) の \star) であり、メルトによるものとする方が適当である。

※Nakajima et al. (2001) の記載を踏まえ当社で整理したもの。

6.2 巨大噴火の可能性評価

地下構造に関する文献 (Kita et al., 2014) (1/2)

一部修正 (R3/10/14審査会合)

【Kita et al. (2014)】

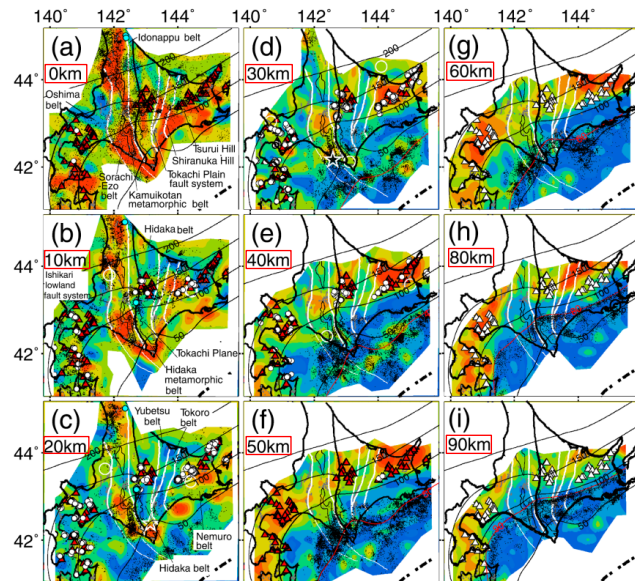
○Nakajima et al. (2001) は、東北日本における地下構造の特徴を示していることから、北海道における地下構造 (地震波減衰構造) を示している Kita et al. (2014) をレビューした。

- ・Kita et al. (2014) によれば、高減衰域が北海道東部および南部の背弧下のマントルウェッジ内に明瞭に示されるとされている。
- ・マントルウェッジ内における高減衰域は、Zhao et al. (2012) で示された低速度領域と一致するとされている。
- ・マントルウェッジ内は、低速度領域かつ高減衰域であるとされている。

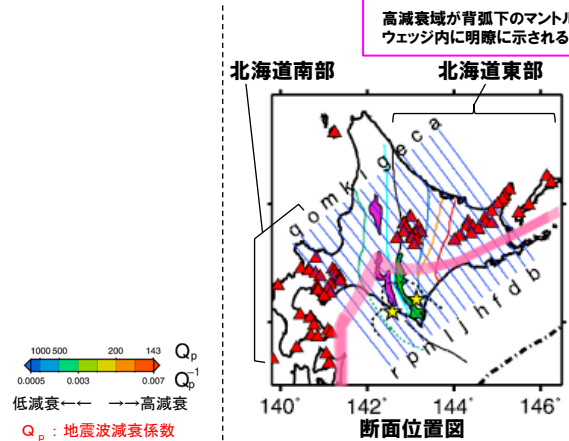
○Kita et al. (2014) においては、北海道の背弧側に低速度かつ高減衰域を示すマントルウェッジが存在するとされ、東北日本弧の延長部である北海道南部 (本頁右図q, r断面付近) 及び千島弧に属する北海道東部 (本頁右図d断面付近及び次頁左図) においては、何れも同様の傾向が認められる。

○これは中島 (2017) に示される東北日本の流体移動経路の模式図 (次頁右図) と同様であることから、北海道南部及び東部は東北日本と共通したマグマ供給システムを有すると判断される。

○このため、Nakajima et al. (2001) が、東北日本において水又はメルトの存在を示唆するとしている地震波速度構造 (P418~P421参照) の特徴が北海道南部及び東部においても同様であると判断される。

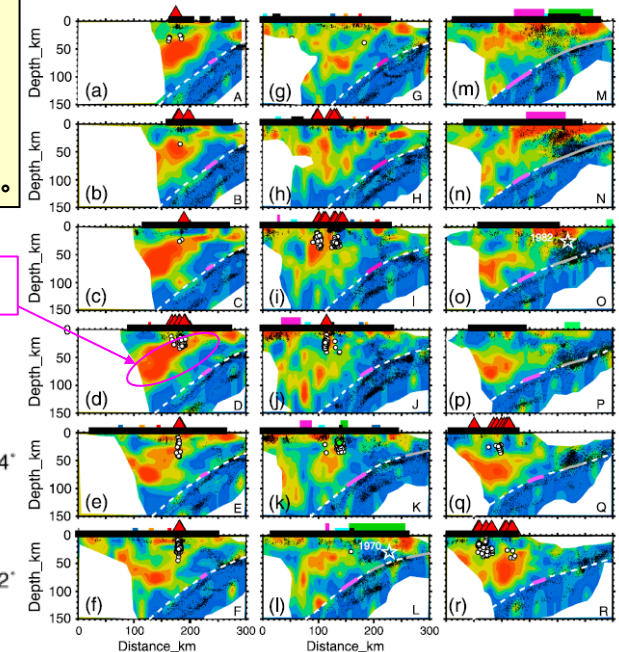


北海道における地震波減衰構造 (水平断面) (Kita et al. (2014) に加筆)



- 凡例
- △ ▲ 活火山、第四紀火山
 - 震源*
 - 深部低周波地震震源*
 - - 太平洋プレート表面の等深線

※各深度断面から深度方向±5kmの範囲の地震をプロット



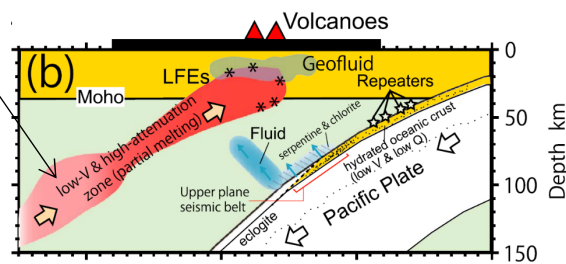
- 凡例
- ▲ 活火山、第四紀火山
 - 震源*
 - 深部低周波地震震源*

※各深度断面から深度方向±5kmの範囲の地震をプロット

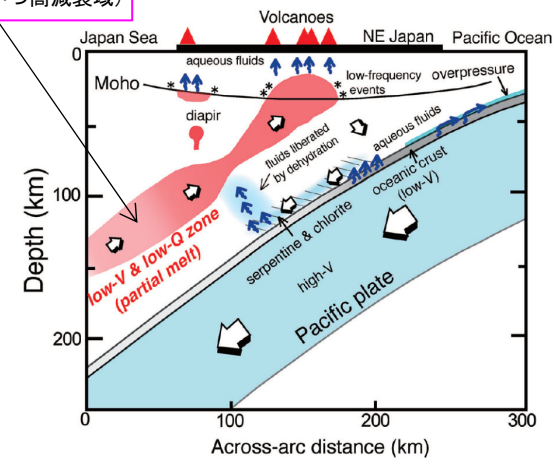
北海道における地震波減衰構造 (鉛直断面) (Kita et al. (2014) に加筆)

地下構造に関する文献 (Kita et al., 2014) (2/2)

再掲 (R3/10/14審査会合)

マントルウェッジ
(低速度領域かつ高減衰域)

北海道における流体移動経路の鉛直断面模式図 (Kita et al. (2014) に加筆)

マントルウェッジ
(低速度領域かつ高減衰域)

東北日本における流体移動経路の鉛直断面模式図 (中島 (2017) に加筆)

6.2 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Ueda et al., 2003) (1/2)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

【Ueda et al. (2003)】

- 1993年北海道南西沖地震の余効変動について整理されているUeda et al. (2003) をレビューした。
 - ・Ueda et al. (2003) によれば、1993年北海道南西沖地震後の地殻変動は、北海道南西部の西進、奥尻島の沈下、渡島半島の隆起によって特徴づけられるとされている(鉛直変位については、次頁図中の黒矢印参照)。
 - ・一般に大地震後の地殻変動は、余効すべり (afterslip) と粘弾性緩和 (viscoelastic relaxation) のどちらかが支配的と想定されるとされている。
 - ・北海道南西沖地震後の地殻変動は、単純な3層構造における地震時応力変化による粘弾性緩和で説明できることがわかったが、余効すべりでは、非現実的な仮定を採用しないと変形を説明することができないとされている。
 - ・この結果は、地震後の変形のメカニズムとして、明らかに粘弾性緩和が支配的であったことを示しているとされている。
 - ・図中に見られるいくつかの差異(次頁図中の観測値(黒矢印)と計算値(白矢印)との差異)は、粘性の横方向の変化や太平洋プレートの沈み込み等、他の効果に起因している可能性があるとされている。

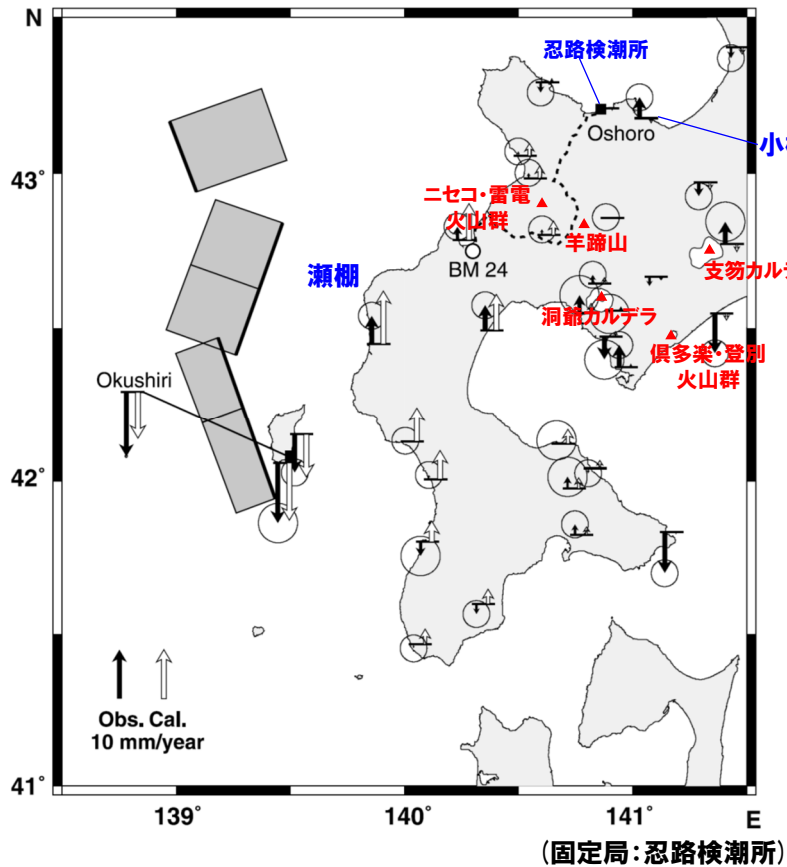


- Ueda et al. (2003) に基づくと、1993年北海道南西沖地震後の地殻変動は、北海道南西部の西進、奥尻島の沈下、渡島半島の隆起によって特徴づけられるとされている。
- 支笏カルデラ、倶多楽・登別火山群及び洞爺カルデラが位置する北海道南部(東北日本弧延長部)は、太平洋プレートの沈み込み、余効変動等様々な効果を受けていると考えられる。

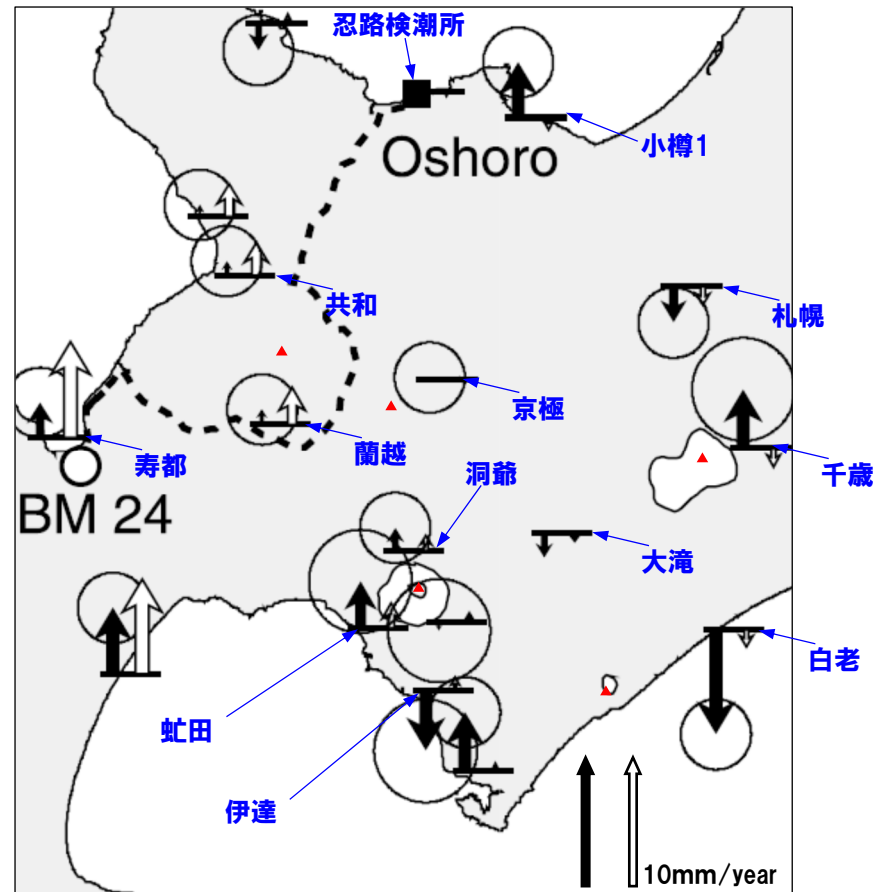
6.2 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Ueda et al., 2003) (2/2)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



■ : 観測値 (1995年1月から2000年9月)
 □ : 粘弾性緩和モデルによる計算値



支笏カルデラ, 倶多楽・登別火山群, 洞爺カルデラ, ニセコ・雷電火山群及び羊蹄山周辺拡大図

電子基準点及び奥尻検潮所の鉛直変位速度 (Ueda et al. (2003) に加筆)

6.2 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献(村上ほか, 2001) (1/2)

【村上ほか(2001)】

- 有珠山を取り囲む基線のGPS連続観測結果及び写真測量, 測距・測角観測, 水準測量, 人工衛星合成開口レーダー画像マッチングによる観測等に基づき, 2000年有珠山噴火の地殻変動とマグマモデルを整理した村上ほか(2001)をレビューした。
 - ・地震活動が増加した3/27ごろから, 「虻田」, 「伊達」及び「壮瞥」を含む基線にわずかな伸びが生じ, ほぼ垂直なダイクの貫入が生じたと推定されている(Phase I)。
 - ・3/29から4/3にかけて, 「虻田」, 「伊達」及び「壮瞥」の基線がそれまでの伸びから縮みに反転し, 有珠山西側を中心とした地域では隆起が生じたとされている。これは, 有珠山山頂直下の地下約2-3kmにおいて, 水平のマグマの板(シル)が及び有珠山北麓地下にダイクが形成され, 逆にマグマを放出したため深さ10kmのマグマ溜まりにおいてデフレーション(収縮)が発生したことで説明できるとされている(Phase II)。
 - ・4/3から5月下旬にかけては, 周囲では変動が減速したが, 噴火が発生した有珠山西側では局所的に顕著な隆起が生じたとされている。これは, 有珠山西山西麓地下のドーム形成に, マグマが供給され, 一方, 地下10kmのマグマ溜まりでは, 収縮がさらに進行したことが推定されるとされている(Phase III)。
 - ・5月下旬以降については, 有珠山西側では隆起が継続したが, 9月ごろには終息したとされている。一方, 有珠山を中心とする収縮が進行し, 有珠山地下2-3kmシルの収縮が進んでいることが示唆されるとされている(Phase IV)。

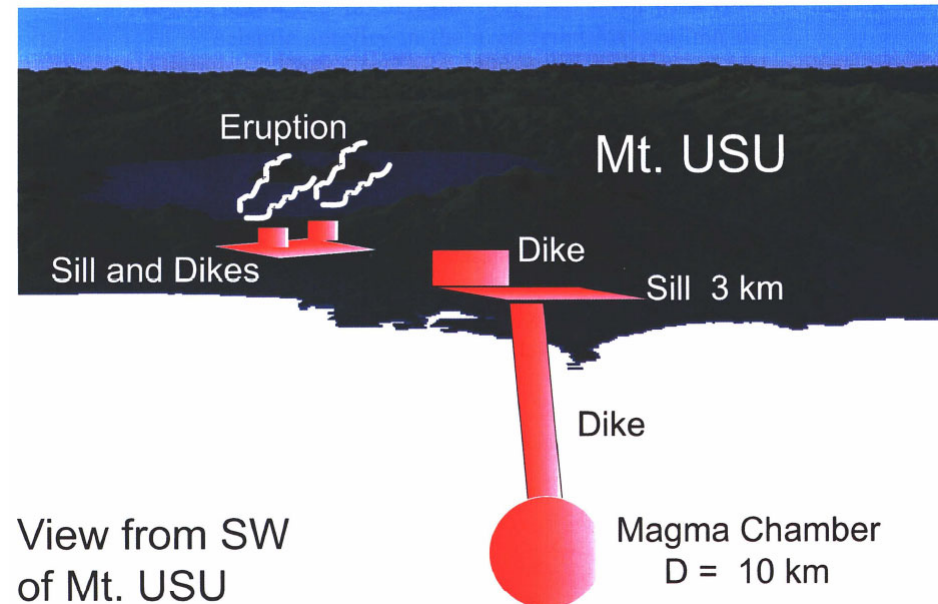


- 村上ほか(2001)に基づくと, 洞爺カルデラの後カルデラ火山である有珠山西側を中心とした地域と, 「虻田」, 「伊達」及び「壮瞥」の基準点を含む有珠山を取り囲む地域では, 2000年噴火時に異なる地殻変動が観測されており, 当該噴火に伴う, 有珠山西側の局所的なシル及びダイクの形成と, その供給源となる深さ約10kmのマグマ溜まりとの, 少なくとも2段階のマグマプロセスを経ていることが推定されている。
- 有珠山を取り囲む「虻田」, 「伊達」及び「壮瞥」を含む基線については, 深さ約10kmのマグマ溜まりの挙動から大きな影響を受けており, 噴火直前まではわずかに基線の伸びが生じていたが, 噴火発生以降はマグマ溜まりの収縮に伴う沈降及び基線の縮みが生じているものと考えられる。

6.2 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献(村上ほか, 2001) (2/2)

phase	期間	地震	地殻変動	model
Phase I	3/27から3/29午後まで	地震回数の顕著な増加 南東に傾き下がる, ほぼ垂直に立った地震分布 深さは8 kmから3 km程度に時間とともに浅くなる傾向	虻田, 伊達, 社督のGPS基線にわずかな伸び	ほぼ垂直なダイクの貫入 $8 \cdot 10^6 \text{m}^3$
Phase II	3/29から4/3頃まで	地震回数の顕著な増加(3/31まで) 南に傾き下がる面状の地震分布 リング状(ドーナツ状)の地震分布 ドーナツの空白部は時間とともに拡大	虻田, 伊達, 社督のGPS基線が縮みに反転 有珠山から周囲30kmのやや遠いGPS点の有珠山に向かう変動 3/31頃まで有珠山山頂を中心とする変動(大学, 道立地質GPS, 水準測量) 西山西麓を中心とする隆起, 周囲への押し出し(角観測, 写真, レーザー, 衛星等)	有珠山地下約2-3 kmのシル $5 \cdot 10^6 \text{m}^3$ 有珠山北麓地下のダイク $1 \cdot 10^6 \text{m}^3$ 深さ10kmのマグマ溜まりのデフレーション $2 \cdot 10^6 \text{m}^3$
Phase III	4/3日頃から5月下旬	回数の顕著な減少	GPSはほぼ停滞 西山西麓を中心として顕著な隆起 周囲への押し出し(角, 気象庁他GPS, 衛星, 写真等)	西山西麓地下の浅いダイクおよびシル $3 \cdot 10^6 \text{m}^3$ 深さ10kmのマグマ溜まりのデフレーション $5 \cdot 10^6 \text{m}^3$
Phase IV	5月下旬から現在	回数の顕著な減少	西側では隆起が継続 変動域の集中化 有珠山を中心とするデフレーション(GPS, 水準)	有珠山地下2-3 kmシルのデフレーション



2000年有珠山噴火のマグマ活動の模式図(村上ほか, 2001)

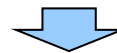
2000年有珠山噴火に伴う地震・地殻変動・マグマモデルの時系列表(村上ほか, 2001)

6.2 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Itoh et al., 2019) (1/2)

【Itoh et al. (2019)】

- 2003年十勝沖地震 (Mw8.0) の地震前、地震時及び地震後7.5年間の地殻変動を、陸上GNSSデータと2つの海底圧力計 (OBP) を用いて、粘弾性グリーン関数によるモデル化を行ったItoh et al. (2019) をレビューした。同文献によれば、地震前、地震時及び地震後の北海道の地殻変動の特徴が以下のように要約されている。
 - ・解析には、2000年有珠山噴火の影響を受けている観測点を用いていないとされている。また、1993年北海道南西沖地震の地殻変動の影響を取り除いたとされている。
 - ・2003年十勝沖地震以前は概ね内陸方向 (北西方向) に移動する水平変位が観測されていたが、地震時に、海溝方向 (南東方向) に反転し、地震後も海溝方向の水平変位が継続しているとされている。
 - ・鉛直変位については、2003年十勝沖地震前は沈降を示し、特に道東地域の太平洋沿岸でその傾向が大きかったとされ、地震時には震源域 (十勝・日高地域) において大きな沈降を示したとされている。地震後は、主に海岸沿いで隆起に転じたとされている。
 - ・北海道のほとんどの観測点で2003年十勝沖地震に伴う余効変動が観測され、地震後7.5年目においてもプレート間固着が2003年以前の状態には完全には回復していないとされている。

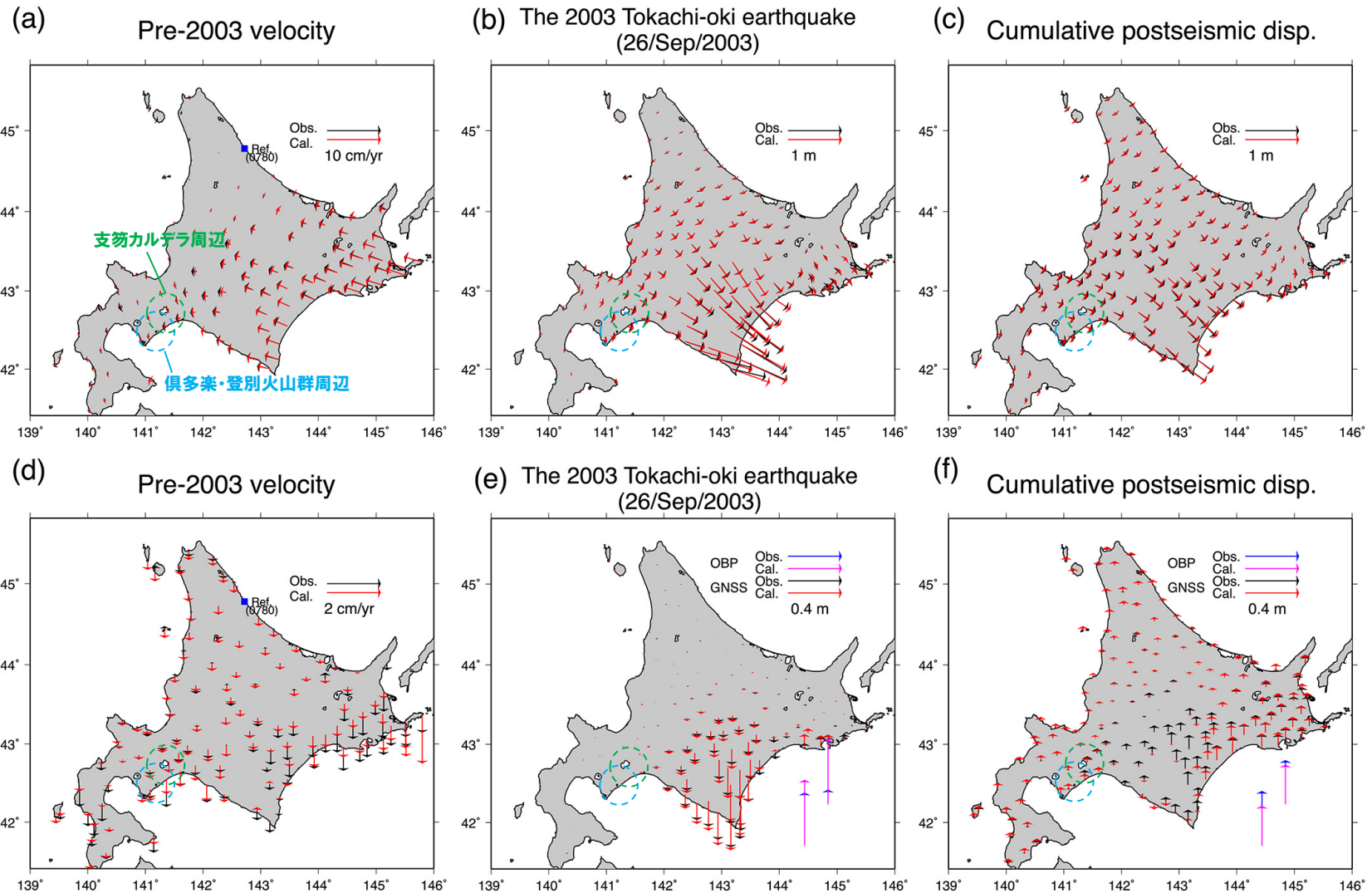


- Itoh et al. (2019) に基づくと、北海道のほぼ全域において2003年十勝沖地震に伴う余効変動が認められ、少なくともその影響が地震後7.5年間続いているものと考えられる。
- 支笏カルデラ及び倶多楽・登別火山群周辺に着目^{*}すると、当該地震によって海溝方向 (南東方向) に引き伸ばされる水平変位が生じ、地震以降も少なくとも7.5年間は同様の傾向が続いているものと推定される。
- 鉛直変位については、当該地震以前は沈降傾向を示していたものの、地震後は隆起傾向を示しているものと推定される。

^{*}洞爺カルデラ周辺は、2000年有珠山噴火の影響を考慮して解析から除外されているため、傾向を判断することはできない。

6. 2 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Itoh et al., 2019) (2/2)



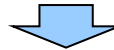
GNSS及びOBPによる2003年十勝沖地震前、地震時及び地震後の地殻変動
 (a~c:水平変位, d~f:鉛直変位, 黒矢印が観測値, 赤矢印が計算値) (Itoh et al. (2019) に加筆)

地殻変動に関する文献 (Suito, 2018) (1/4)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

【Suito (2018)】

- GNSS連続観測システム (GEONET) 及び海底地殻変動観測 (SGO) を用いて2011年東北地方太平洋沖地震以降の東日本地域の地殻変動について整理しているSuito (2018) をレビューした。
- ・Suito (2018) によれば、2011年東北地方太平洋沖地震以前の1997～2000年については、東北地方全域で西方への水平変位、太平洋沿岸での沈降、日本海側でのわずかな隆起が認められるとされている。
- ・地震後の6.5年間においては、東北地方から中部地方の広い範囲において、東方向の水平変位が生じ、東北地方の変形は地震発生直後が最も大きく、その後、時間の経過とともに徐々に減衰しているとされている。
- ・地震後の鉛直変位については、内陸部と日本海沿岸部では10cm程度の累積沈下が、奥羽脊梁部ではかなり大きな沈下が、関東・中部・北海道南部では10cm程度の累積隆起が観測されたとされている (P432参照)。
- ・地震後の地殻変動を解釈する際には、一般に余効すべり (afterslip)、粘弾性緩和 (viscoelastic relaxation, P433参照)、間隙弾性反発 (poroelastic rebound) の3つのメカニズムを考慮する必要があるとされている。
- ・観測された地殻変動には、余効すべり効果やプレート間の固着効果等、様々な効果が含まれているとされている。
- ・プレート間の固着効果は、東北地方全域で西方への変位、太平洋岸での沈下及び日本海側でのわずかな隆起をもたらすとされている (次頁参照)。

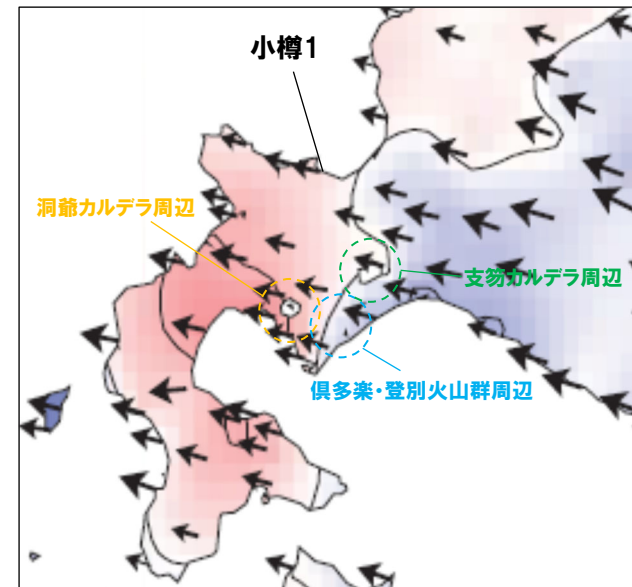
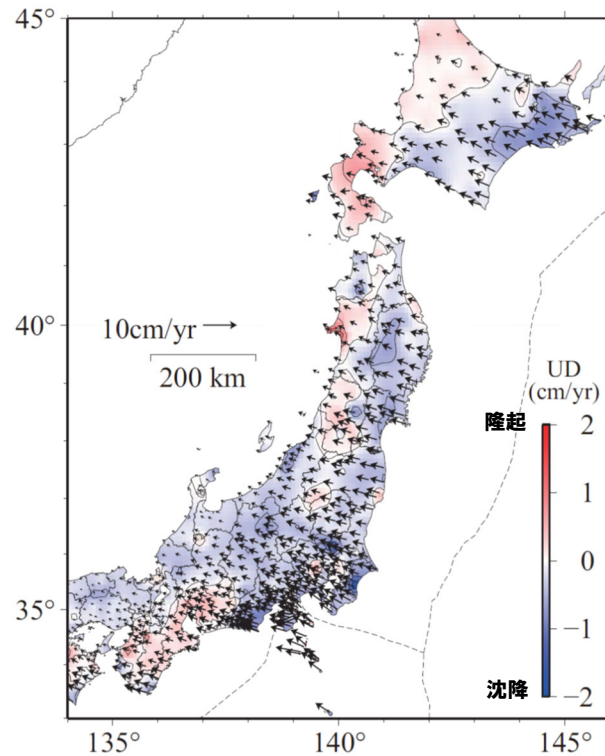


- Suito (2018) による2011年東北地方太平洋沖地震以前の1997～2000年の北海道を含む東日本全体の平均変位速度によれば、支笏カルデラ、倶多楽・登別火山群及び洞爺カルデラが位置する北海道南部 (東北日本弧延長部) は、全体的に西方向に向かう水平変位が認められる。
- 同地域における1997～2000年の鉛直変位については、洞爺カルデラ周辺は隆起傾向、支笏カルデラ及び倶多楽・登別火山群周辺の太平洋側若しくは石狩低地側 (東方向) は沈降傾向が認められる*。
- 一方で、Suito (2018) による当該地震以降6.5年間の累積変位分布によれば、東北地方においては顕著な東方向の水平変位が生じたものの、北海道南部 (東北日本弧延長部) は地震に由来すると考えられる顕著な水平変位は観測されていない。
- 当該地震以降の鉛直変位については、プレート間の固着効果、余効変動等様々な効果により、総じて隆起傾向である。

*Suito (2018) による1997年～2000年間の洞爺カルデラ周辺の隆起傾向に関しては、1993年北海道南西沖地震の余効変動に伴う隆起成分 (P424～P425参照) が含まれている可能性があるため、1993年北海道南西沖地震の影響を取り除いた鉛直変位の傾向を示しているItoh et al. (2019) (P428～P429参照) とは結果が若干異なっているものと考えられる。

地殻変動に関する文献 (Suito, 2018) (2/4)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



北海道南部拡大図

固定局: 福江地点 (長崎県)

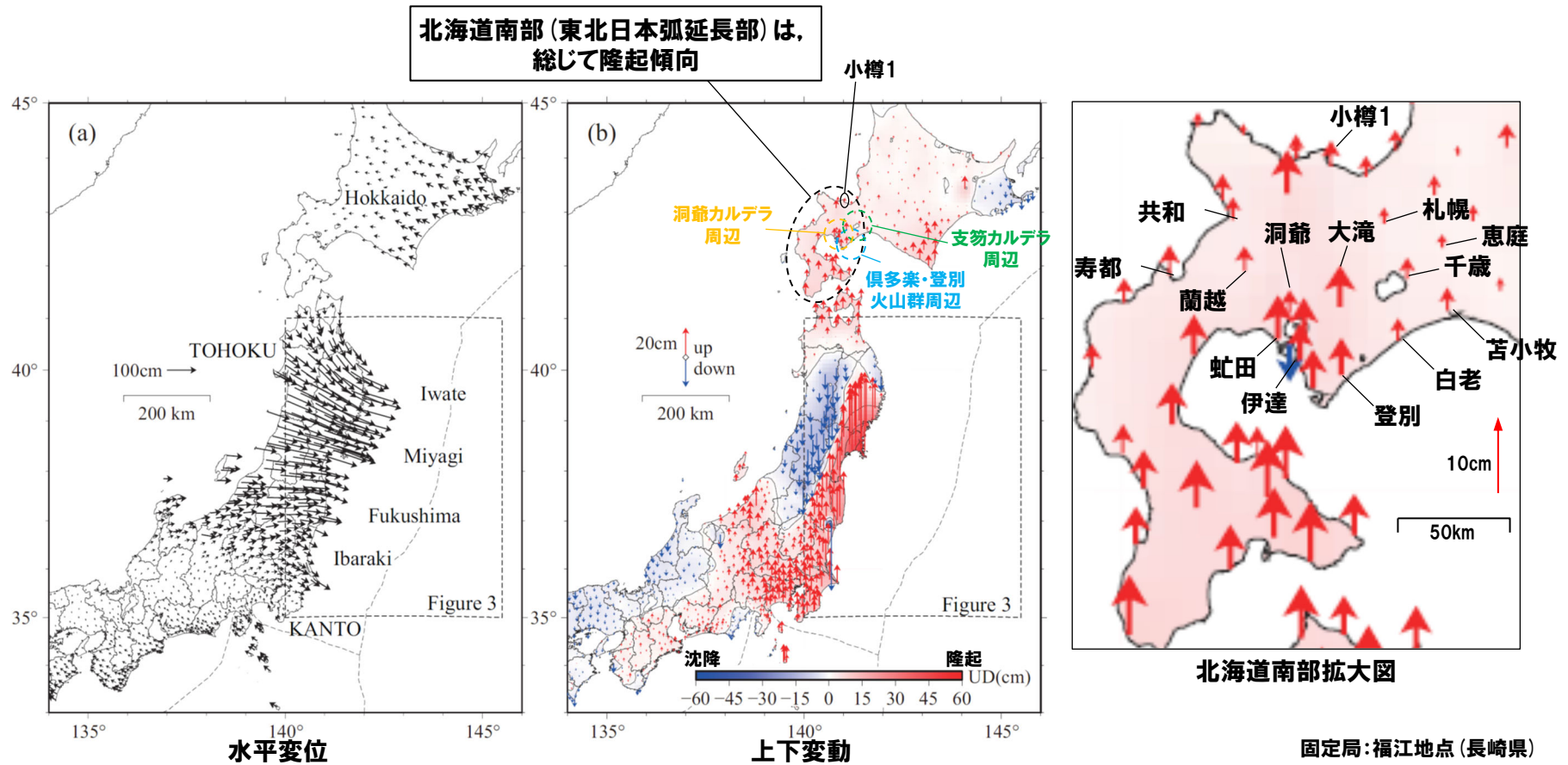
- Suito (2018) によれば、プレート間の固着効果は、東北地方全域で西方への変位、太平洋岸での沈下及び日本海側でのわずかな隆起をもたらすとされている。
- 北海道南部 (東北日本弧延長部) においては、全体的に西方向に向かう水平変位が認められ、洞爺カルデラ周辺は隆起傾向、支笏カルデラ及び倶多楽・登別火山群周辺の太平洋側若しくは石狩低地側 (東側) は沈降傾向が認められる。

GEONETによる1997年1月から2000年1月までの平均変位速度
(Suito (2018) に加筆)

6.2 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Suito, 2018) (3/4)

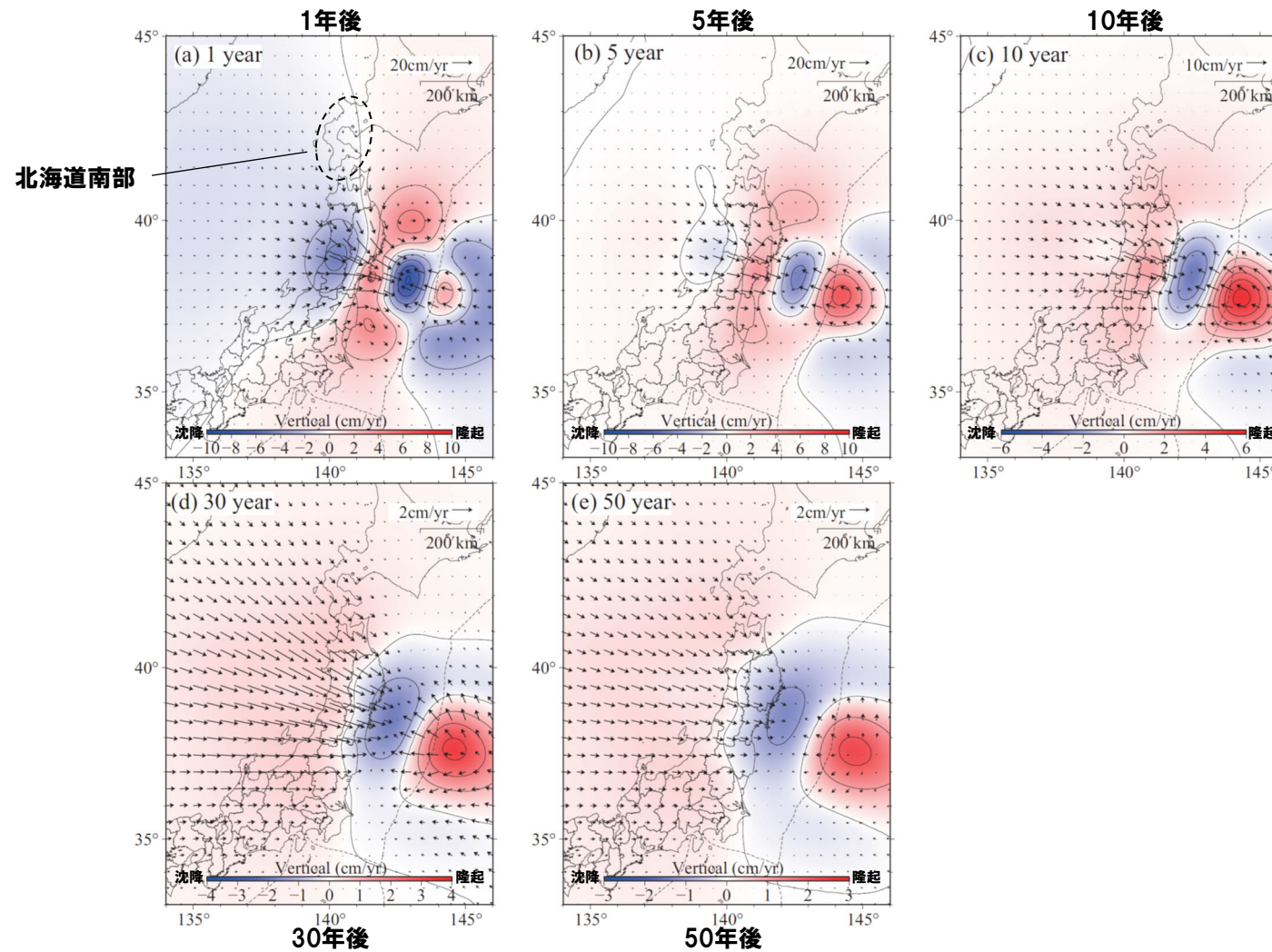
一部修正 (R5/1/20審査会合)



GEONETによる2011年3月東北地方太平洋沖地震以降6.5年間分の地殻変動 (Suito (2018) に加筆)

地殻変動に関する文献 (Suito, 2018) (4/4)

再掲 (R5/1/20審査会合)



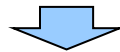
粘弾性緩和による推定変位速度
(Suito (2018) に加筆)

6.2 巨大噴火の可能性評価

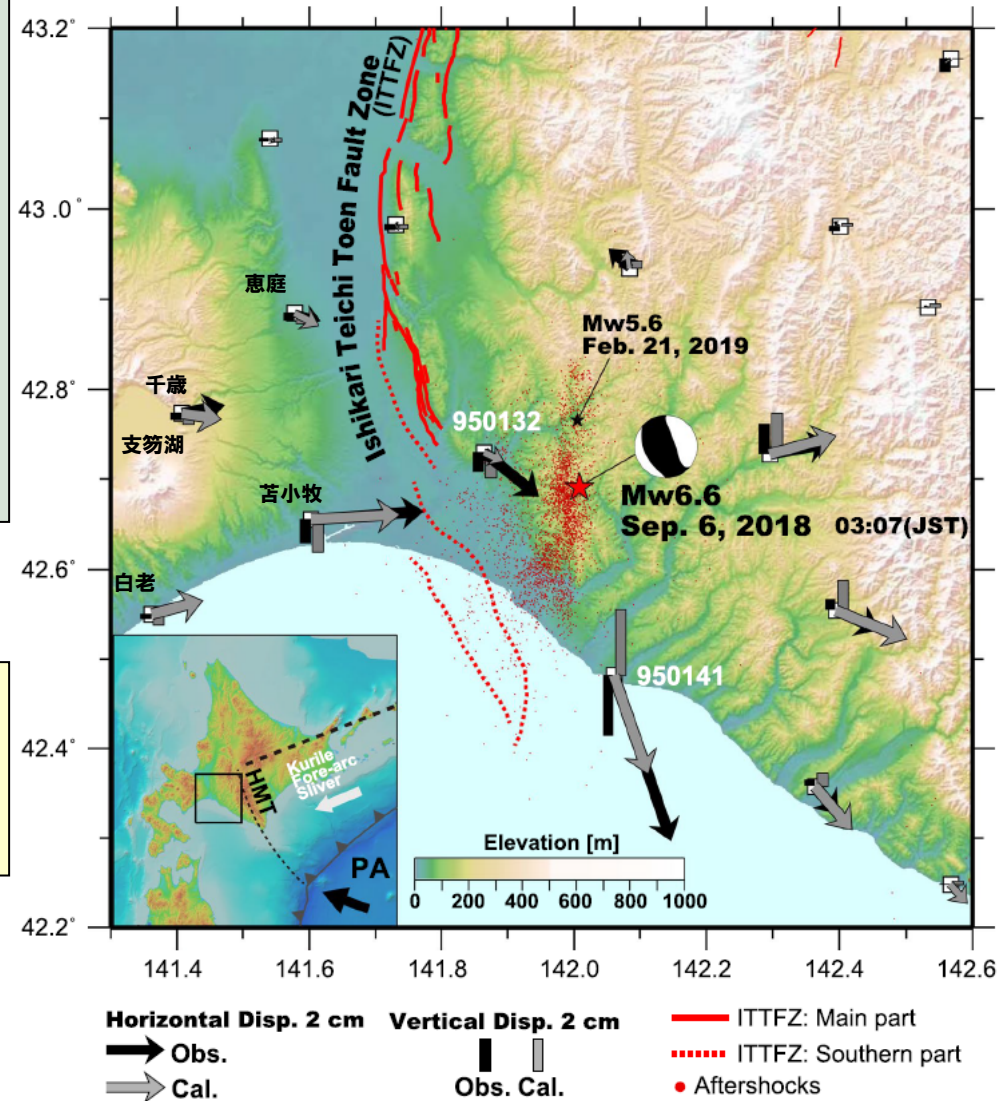
地殻変動に関する文献 (Kobayashi et al., 2019)

【Kobayashi et al. (2019)】

- 干渉SAR解析とGNSS解析を基に2018年北海道胆振東部地震時の地殻変動と断層モデルを推定したKobayashi et al. (2019) をレビューした。
- Kobayashi et al. (2019) によれば、最大約7cmの隆起及び最大約4cmの東向きの変動が震源域 (石狩東部断層帯) の東側で広く観測されたとされている。
- 支笏カルデラ周りでは、電子基準点「千歳」、「恵庭」、「苫小牧」及び「白老」において、東向きの水平変位が観測され、「苫小牧」においては、顕著な沈降も観測されたとされている。
- InSARとGNSSの観測値を基に、深さ15kmに頂部を持つ東に74° 傾斜した逆断層の断層モデルが推定されたとされている。



- Kobayashi et al. (2019) に基づくと、2018年北海道胆振東部地震に伴い、支笏カルデラ周りの電子基準点「千歳」、「恵庭」、「苫小牧」及び「白老」においては東向きの水平変位が、「苫小牧」においては沈降の変位が生じたと考えられる。



2018年北海道胆振東部地震震源域における
GNSS変位量とモデル計算変位量 (Kobayashi et al. (2019) に加筆)

- (1) 中野 俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚 治・山元孝広・岸本清行編 (2013) : 日本の火山 (第3版), 200 万の1地質編集図, No.11, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- (2) 西来邦章・伊藤順一・上野龍之編 (2012, 2015) : 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース.
- (3) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2022) : 大規模噴火データベース, 産総研地質調査総合センター.
- (4) 第四紀火山カタログ委員会編 (2000) : 日本の第四紀火山カタログ, 日本火山学会.
- (5) 町田 洋・新井房夫 (2011) : 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺], 東京大学出版会.
- (6) Uesawa, S., Toshida, K., Takeuchi, S., and Miura, D. (2022) : Creating a digital database of tephra fallout distribution and frequency in Japan, *Journal of Applied Volcanology*, 11, 14. (TephraDB_Prototype_ver1.2)
- (7) 中川光弘・後藤芳彦・新井計雄・和田恵治・板谷徹丸 (1993) : 中部北海道, 滝川地域の中新世-鮮新世玄武岩のK-Ar年代と主成分化学組成: 東北日本弧-千島弧, 島弧会合部の玄武岩単成火山群, 岩鉱, 第88巻, 第8号, pp.390-401.
- (8) 佐川 昭・松井和典・山口昇一 (1988) : 北海道イルムケップ火山音江山溶岩のK-Ar年代と古地磁気, 地質調査所月報, 第39巻, 第6号, pp.423-428.
- (9) 広瀬 亘・岩崎深雪・中川光弘 (2000) : 北海道中央部~西部の新第三紀火成活動の変遷: K-Ar年代, 火山活動様式および全岩化学組成から見た東北日本弧北端の島弧火成活動の変遷, 地質学雑誌, 第106巻, 第2号, pp.120-135.
- (10) 八木健三・柴田 賢・蟹沢聡史 (1987) : 北海道西部の暑寒別岳地域火山岩類のK-Ar年代, 日本火山学会講演予稿集, 2, p.38.
- (11) 重野聖之・垣原康之・岡村 聡・青柳大介 (2007) : "3 年代測定の結果", 札幌市大型動物化石総合調査報告書~サツポロカイギュウとその時代の解明~, 札幌市博物館活動センター編, 札幌市, pp.49-51.
- (12) Watanabe, Y. (1990) : Pliocene to Pliocene volcanism and related vein-type mineralization in Sapporo-Iwanai district, southwest Hokkaido, Japan, *Mining Geology*, 40 (5), pp.289-298.
- (13) 横山 光・八幡正弘・岡村 聡・西戸裕嗣 (2003) : 西南北海道, 赤井川カルデラの火山層序とカルデラ形成史, 岩石鉱物科学, 第32巻, 第2号, pp.80-95.
- (14) 山元孝広 (2014) : 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図, 地質調査総合センター研究資料集, No.613, 産総研地質調査総合センター.
- (15) 金田泰明・後藤義瑛・西野佑紀・宝田晋治・下司信夫 (2020) : 支笏・洞爺・濁川・大山火山の大規模噴火の前駆活動と噴火推移, 産総研地質調査総合センター研究資料集, No. 699, 産総研地質調査総合センター, 75p.
- (16) Amma-Miyasaka, M., Miura, D., Nakagawa, M., Uesawa, S., Furukawa, R. (2020) : Stratigraphy and chronology of silicic tephra in the Shikotsu-Toya Volcanic Field, Japan: Evidence of a Late Pleistocene ignimbrite flare-up in SW Hokkaido, *Quaternary International*, 562, pp.58-75.
- (17) 宝田晋治・中川光弘・宮坂瑞穂・山元孝広・山崎 雅・金田泰明・下司信夫 (2022) : 支笏カルデラ支笏火砕流堆積物分布図, 大規模火砕流分布図, no. 2, 産総研地質調査総合センター, 34p.
- (18) 春日井 昭・石橋敦子・大貫康行・柏原 信・鈴木久恵・田中秀樹・松田紘一 (1974) : 恵庭火山の降下軽石層-分布と層準についての改定-, 地球科学, 28巻, 4号, pp.115-127.
- (19) 山縣耕太郎 (1994) : 支笏およびクツタラ火山のテフロクロロジー, 地学雑誌, 第103巻, 第3号, pp.268-285.

- (20) 産業技術総合研究所編 (2003) : 20万分の1数値地質図幅集「北海道南部」.
- (21) 山元孝広 (2016) : 支笏カルデラ形成噴火のマグマ体積, 地質調査総合センター研究資料集, No.632, 産総研地質調査総合センター.
- (22) 井上 隆・関根達夫・岡村 聡・小田桐 亮・嵯峨山 積 (2022) : 北海道倶知安町高砂の法面に現れた古倶知安湖堆積物, 総合地質, 6-1, pp.47-56.
- (23) 嵯峨山 積・星野フサ・井島行夫・近藤玲介・関根達夫・小田桐 亮・宮入陽介・横山祐典 (2021) : 古倶知安湖の検証—その2—: 北海道倶知安町の上部更新統真狩別層の14C年代値, 火山灰, 花粉および珪藻の分析, 総合地質, 5-1, pp.71-80.
- (24) Uesawa, S., Nakagawa, M., Umetsu, A. (2016) : Explosive eruptive activity and temporal magmatic changes at Yotei volcano during the last 50,000 years, southwest Hokkaido, Japan, J. Volcanol. Geotherm. Res. 325, 27-44.
- (25) Nakagawa, M., Miura, D., Uesawa, S., Amma-Miyasaka. (2016) : IWCC 6 Excursion Guide Book CALDERAS AND ACTIVE VOLCANOES IN SOUTHWESTERN HOKKAIDO, JAPAN, IWCC 6 Hokkaido Japan 2016.
- (26) 嵯峨山 積・関根達夫・星野フサ (2020) : 古倶知安湖の検証: 北海道倶知安町の後期更新世堆積物の微化石分析, 総合地質, 4-1, pp.1-7.
- (27) 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) : 北日本を広くおおう洞爺火山灰. 第四紀研究, 26, 2, pp.129-145.
- (28) 山縣耕太郎・町田 洋 (1996) : 北海道伊達における洞爺テフラとその上位の諸テフラ, 第四紀露頭集—日本のテフラ, 日本第四紀学会, 50.
- (29) Goto, Y., Suzuki, K., Shinya, T., Yamauchi, A., Miyoshi, M., Danhara, T., Tomiya, A. (2018) : Stratigraphy and lithofacies of the Toya ignimbrite in southwestern Hokkaido, Japan: Insights into the caldera-forming eruption at Toya caldera, Journal of Geography, 127 (2), 191-227.
- (30) 古川竜太・中川光弘 (2010) : 樽前火山地質図, 地質調査総合センター.
- (31) 山口昇一・五十嵐昭明・千葉義明・斉藤清次・西村 進 (1978) : 北海道有珠郡北湯沢地熱地域の熱水変質帯, 地質調査所報告, No.259, pp.43-84.
- (32) Nakagawa, M. (1992) : Spatial variation in chemical composition of Pliocene and quaternary volcanic rocks in southwestern Hokkaido, northeastern Japan arc, Jour. Fac. Sci, Hokkaido Univ. Ser.4, 23 (2), pp.175-197.
- (33) 森泉美穂子 (1998) : クツタラ火山群の火山発達史, 火山, 第43巻, 第3号, pp.95-111.
- (34) Miura, D., Yoshinaka, K., Takeuchi, S., Uesawa, S. (2022) : Proximal deposits of the Kuttara-Hayakita tephra at Kuttara caldera volcano, northern Japan: A record of precursor volcanism, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 67 (3), 273-294.
- (35) 後藤芳彦・佐々木央岳・鳥口能誠・畠山 信 (2013) : 北海道クツタラ (登別) 火山の噴火史, 日本火山学会講演予稿集, p.129.
- (36) Goto, Y., Toriguchi, Y., Sasaki, H. and Hatakeyama, A. (2015a) : Multiple Vent-forming Phreatic Eruptions after AD 1663 in the Noboribetsu Geothermal Field, Kuttara Volcano, Hokkaido, Japan, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 60, No. 2, pp. 241-249.
- (37) 兼岡一郎・井田喜明編 (1997) : 火山とマグマ, 東京大学出版会.
- (38) 太田良平 (1956) : 5万分の1地質図幅説明書「虻田」, 地質調査所, p.76.

- (39) 土居繁雄・松井公平・藤原哲夫 (1958) : 5万分の1地質図幅説明書「豊浦」, 北海道開発庁, p.40.
- (40) 北海道立地質研究所 (2003) : 有珠山火山活動災害復興支援土地条件等調査報告, 北海道立地質研究所, p.196.
- (41) 李 仁雨 (1993) : 洞爺カルデラ火砕噴火の噴出物: 全岩化学組成の特徴, 日本火山学会講演予稿集, p.87.
- (42) Lee, I.W. (1996) : Formation of Toya Caldera, Southwest Hokkaido, Japan, 神戸大学博士論文.
- (43) 鷹澤好博・臼井理沙・田中 瞳・東 剛 (2007) : SAR法による洞爺火砕流堆積物の赤色熱ルミネセンス年代測定, 地質学雑誌, 第113, pp.470-478.
- (44) Sanjo, R., and Sugai, T (2023) : Post-caldera boundary fault reactivation by regional tectonic stress at Akaigawa Caldera (Hokkaido, Japan), *Geomorphology*, Volume 440, 2023, 108866, ISSN 0169-555X.
- (45) 産業技術総合研究所 (2021) : 令和2年度原子力規制庁委託成果報告書 巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究.
- (46) 後藤芳彦・孫入 匠・檀原 徹・東宮昭彦 (2021) : 北海道洞爺カルデラ地域における先カルデラ期の火砕流堆積物の発見: 立香火砕流堆積物, 日本火山学会講演予稿集, p.49.
- (47) 東宮明彦・宮城磯治 (2020) : 洞爺噴火の年代値, *火山*, 第65巻, 第1号, pp.13-18.
- (48) Marsden, R.C., Daniš í k, M., Ito, H., Kirkland, C.L., Evans, N.J., Miura, D., Friedrichs, B., Schmitt, A.K., Uesawa, S., Daggitt, M.L. (2021) : Considerations for double-dating zircon in secular disequilibrium with protracted crystallisation histories, *Chemical Geology*, 581, 120408.
- (49) Miyabuchi, Y., Okuno, M., Torii, M., Yoshimoto, M., Kobayashi, T. (2014) : Tephrostratigraphy and eruptive history of post-caldera stage of Toya Volcano, Hokkaido, northern Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 281, 34-52.
- (50) 産業技術総合研究所 (2022) : 令和3年度原子力規制庁委託成果報告書 巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究.
- (51) 曾屋龍典・勝井義雄・新井田清信・堺幾久子・東宮昭彦 (2007) : 有珠山火山地質図 (第2版), 地質調査総合センター.
- (52) Nakagawa, M., Matsumoto, A., Yoshizawa, M. (2022) : Re-investigation of the sector collapse timing of Usu volcano, Japan, inferred from reworked ash deposits caused by debris avalanche, *Front. Earth Sci.*, 10: 967043.
- (53) 藤根 久・遠藤邦彦・鈴木正章・吉本充宏・鈴木 茂・中村賢太郎・伊藤 茂・山形秀樹・Lomtadze Zaur・横田彰宏・千葉達朗・小杉 康 (2016) : 有珠山善光寺岩屑なだれの発生年代の再検討-有珠南麓の過去2万年間の環境変遷との関連で-, *第四紀研究*, 第55巻, 第6号, pp.253-270.
- (54) Goto, Y., Danhara, T., Tomiya, A. (2019) : Catastrophic sector collapse at Usu volcano, Hokkaido, Japan: failure of a young edifice built on soft substratum, *Bull Volcanol.*, 81: 37.
- (55) 新エネルギー総合開発機構 (1986) : 昭和60年度全国地熱資源総合調査 (第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ① (ニセコ地域) 調査 火山岩分布年代調査報告書 要旨.
- (56) Goto, Y., Miyoshi, M., Danhara, T., Tomiya, A. (2020) : Evolution of the Quaternary silicic volcanic complex of Shiribetsu, Hokkaido, Japan: an example of ignimbrite shield volcanoes in an island arc setting, *International Journal of Earth Sciences*, 109, pp.2619-2642.
- (57) 中川光弘・上澤真平・坪井宏太 (2011) : 南西北海道, 尻別火山起源の喜茂別火砕流と洞爺火砕流の偽層序関係, 日本火山学会講演予稿集, p.66.

- (58) 江草匡倫・中川光弘・藤田豪平 (2003) : 西南北海道, 羊蹄火山の活動史: 埋積された古羊蹄火山の発見と噴出率の時間変化, 日本火山学会講演予稿集, p.57.
- (59) 上澤真平・中川光弘・江草匡倫 (2011) : 西南北海道, 羊蹄火山の完新世噴火史の再検討, 火山, 第56巻, 第2・3合併号, pp.51-63.
- (60) 佐藤博之 (1969) : 最近測定された北海道の火山活動に関する14C年代測定, 地質ニュース, 178, pp.30-35.
- (61) 柏原 信 (1970) : 野幌丘陵南部における低位段丘堆積物の14C年代-日本の第四紀層の14C年代 (58) -, 地球科学, 第24巻, 第4号, pp.149-150.
- (62) 佐々木竜男・片山雅弘・富岡悦郎・佐々木清一・矢沢正士・山田 忍・矢野義治・北川芳男 (1971) : 北海道における腐植質火山灰の編年に関する研究, 第四紀研究, 第10巻, 第3号, pp.117-123.
- (63) 大貫康行・井島行夫・春日井 昭・佐藤博明 (1977) : „N, US-C“降下軽石層の14C年代-羊蹄火山のテフラとの層位関係について (115) -, 地球科学, 第31巻, 第2号, pp.87-89.
- (64) 廣瀬 亘・大津 直・川上源太郎 (2007) : 羊蹄火山における完新世側噴火の14C年代, 日本地球惑星科学連合大会講演要旨集, V156, p.27
- (65) 小嶋 尚・野上道男・小野有五・平川一臣編 (2003) : 日本の地形2 北海道, 東京大学出版会.
- (66) Oka, D., Tamura, M., Mogi, T., Nakagawa, M., Takahashi, H., Ohzono, M., and Ichiyangi, M. (2023) : Conceptual model of supercritical geothermal system in Shiribeshi Region, Hokkaido, Japan, Geothermics, 108, 102617.
- (67) 松尾良子・中川光弘 (2017) : 北海道南西部ニセコ火山群, イワオヌプリ火山の形成史と活動年代, 日本地球惑星科学連合2017年大会講演要旨, SVC50-P13.
- (68) 日本地質学会編 (2010) : 日本地方地質誌1 北海道地方, 朝倉書店.
- (69) 新エネルギー総合開発機構 (1987a) : 昭和61年度全国地熱資源総合調査 (第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ① (ニセコ地域) 地熱調査成果図集.
- (70) 佐々木龍男 (1975) : イワオヌプリ火山放出物 (火山灰), 北海道農試農芸化学部試験研究成績書, pp.37-40.
- (71) 久保和也・柴田 賢・石田正夫 (1988) : 西南北海道, 長万部地域の第三紀火山岩類のK-Ar年代, 地質学雑誌, 第94巻, 第10号, pp.789-792.
- (72) Kaneoka, I., Yamagishi, H. and Yahata, M. (1987) : K-Ar Ages of the neogene submarine volcanic rocks and overlying quaternary subaerial lavas from the Mt. Karibayama area, southwest Hokkaido, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser.2, Vol.32, No.4, pp.329-333.
- (73) 第四紀火山カタログ委員会編 (1999) : 日本の第四紀火山カタログ, 日本火山学会.
- (74) 山岸宏光・黒沢邦彦 (1987) : 5万分の1地質図幅説明書「原歌および狩場山」, 北海道立地下資源調査所.
- (75) 玉生志郎 (1978) : ガラスによるフィッシュン・トラック年代測定, 日本地質学会学術大会講演要旨, 85, p.288.
- (76) 鷹澤好博 (1992) : 西南北海道渡島半島の新第三系層序と古地理, 地質学論集, 37, pp.11-23.
- (77) 新エネルギー総合開発機構 (1994) : 地熱開発促進調査報告書No.33, 奥尻地域.

- (78) 鹿野和彦・吉村洋平・石山大三・Geoffrey J. Orton・大口健志 (2006) : 北海道奥尻島, 勝潤山火山の噴出物と構造, 火山, 第51巻, 第4号, pp.211-229.
- (79) 能條 歩・都郷義寛・鈴木明彦・嶋田智恵子・板木拓也 (1997) : 西南北海道日本海熊石-乙部地域の鮮新統~更新統の堆積年代, 地球科学, 第51巻, 第3号, pp.245-250.
- (80) 新エネルギー総合開発機構 (1999) : 地熱開発促進調査報告書No.B-3, 熊石地域.
- (81) 新エネルギー総合開発機構 (1990) : 地熱開発促進調査報告書No.19, 八雲地域.
- (82) 金田泰明・長谷川 健 (2022) : 北海道南西部, 濁川火山におけるカルデラ形成期~後カルデラ期の噴出物層序及び噴火推移, 火山, 第67巻, 第1号, pp.1-19.
- (83) 五十嵐昭明・佐藤 浩・井手俊夫・西村 進・角 清愛 (1978) : 北海道茅部郡濁川地熱地域の熱水変質帯, 地質調査所報告, No.259, pp.85-180.
- (84) 柳井清治・雁澤好博・古森康晴 (1992) : 最終氷期末期に噴出した濁川テフラの層序と分布, 地質学雑誌, 第98巻, 第2号, pp.125-136.
- (85) 黒墨秀行・土井宣夫 (2003) : 濁川カルデラの内部構造, 火山, 第48巻, 第3号, pp.259-274.
- (86) 松下勝秀・鈴木 守・高橋功二 (1973) : 5万分の1地質図幅説明書「濁川」, 北海道立地下資源調査所.
- (87) 中川光弘・野上健治・石塚吉浩・吉本充宏・高橋 良・石井英一・江草匡倫・宮村淳一・志賀 透・岡崎紀俊・石丸 聡 (2001) : 北海道駒ヶ岳, 2000年の小噴火とその意義: 噴出物と火山灰付着性成分の時間変化から見たマグマ活動活発化の証拠, 火山, 46巻, 6号, pp.295-304.
- (88) 高田倫義・中川光弘 (2016) : 南西北海道, 横津火山群の地質と岩石: 150 万年間の活動様式とマグマ化学組成の時間変遷, 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, R3-0-2.
- (89) 新エネルギー総合開発機構 (1988) : 地熱開発促進調査報告書No.13, 南茅部地域.
- (90) 三谷勝利・鈴木 守・松下勝秀・国府谷盛明 (1966) : 5万分の1地質図幅説明書「大沼公園」, 北海道立地下資源調査所.
- (91) 藤原哲夫・国府谷盛明 (1969) : 5万分の1地質図幅説明書「恵山」, 北海道立地下資源調査所.
- (92) 三浦大助・古川竜太・荒井健一 (2022) : 恵山火山地質図, 地質調査総合センター.
- (93) 山縣耕太郎・町田 洋・新井房夫 (1989) : 銭亀-女那川テフラ: 津軽海峡函館沖から噴出した後期更新世のテフラ, 地理学評論 Ser.A, 第62巻, 第3号, pp.195-207.
- (94) Tsuchiya, N., Ishii, J., Yamazaki, T., Shuto, K. (1989) : A newly discovered Quaternary volcano from northeast Japan Sea : K-Ar age of andesite dredged from the Shiribeshi Seamount, Jour. Min. Petr. Econ. Geol., 84, 391-397.
- (95) 国土地理院 (2019) : 1:500,000デジタル標高地形図北海道I, 技術資料D1-No.1053.
- (96) 片山 肇・井内美郎・池原 研 (2012) : 積丹半島付近表層堆積図, 海洋地質図, 76 (CD), 産総研地質調査総合センター.
- (97) 早川由紀夫 (1991) : 火山で発生する流れとその堆積物-火砕流・サージ・ラハール・岩なだれ. 火山, 36, 3, pp.357-370.
- (98) 小野有五・斎藤海三郎 (2019) : 北海道西部, 岩内平野の地形発達史, 活断層研究, 51, pp.27-52.
- (99) 新エネルギー総合開発機構 (1987b) : 全国地熱資源総合調査 (第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ①, ニセコ地域火山地質図1:50,000, ニセコ地域地熱地質編図1:100,000 説明書.

- (100) 石田正夫・三村弘二・広島俊男 (1991) : 20万分の1地質図幅「岩内」, 通商産業省工業技術院地質調査所.
- (101) Krumbein (1941) : Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles, *Journal of Sedimentary Research*, 11 (2), 64-72.
- (102) 長岡信治・奥野 充・新井房夫 (2001) : 10万~3万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史, *地質学雑誌*, 第107巻, 第7号, p.432-450.
- (103) 青木かおり・町田 洋 (2006) : 日本に分布する第四紀後期広域テフラの主元素組成, *地質調査研究報告*, 第57巻, 第7/8号, pp.239-258.
- (104) 池原 研・片山 肇・中嶋 健 (1996) : 日本海中部一南東部から採取された柱状試料の加速器質量分析法による炭素14年代, *地質調査所月報* 第47巻, 第6号, pp.309-316.
- (105) 荒牧重雄 (1968) : 火砕流とその災害, *地学雑誌*, 95巻, 7号, p.489-495.
- (106) 上野龍之 (2001) : 火山灰粒子組成の側方・垂直変化から見た入戸火砕流の堆積機構, *火山*, 第46巻, 第5号, pp.257-268.
- (107) 佐々木龍男・勝井義雄 (1981) : ガラスビーズを使った軽石の密度測定法, *火山*, 第2集, 第26巻, 第2号, pp.117-118.
- (108) 小林哲夫・味喜大介・佐々木 寿・井口正人・山元孝広・宇都浩三 (2013) : 桜島火山地質図 (第2版), *火山地質図*, no.1, 産総研地質調査総合センター.
- (109) 下司信夫 (2021) : 大規模火砕噴火と陥没カルデラ: その噴火準備と噴火過程, *火山*, 第61巻, 第1号, pp.101-118.
- (110) 東宮昭彦 (2016) : マグマ溜まり: 噴火準備過程と噴火開始条件火山, 61, pp.281-294.
- (111) Geshi, N., Yamasaki, T., Miyagi, I., Conway, C.E. (2021) : Magma chamber decompression during explosive caldera-forming eruption of Aira caldera. *Commun Earth Environ* 2, 200.
- (112) 為栗 健・八木原 寛・筒井智樹・井口正人 (2022) : 高分解能な3次元地震波速度構造解析による始良カルデラ下のイメージング, *火山*, 67, 1, pp.69-76.
- (113) Takarada, S., Hoshizumi, H. (2020) : Distribution and Eruptive Volume of Aso-4 Pyroclastic Density Current and Tephra Fall Deposits, Japan: A M8 Super-Eruption. *Front. Earth Sci.*, 8:170.
- (114) McLean, D., Albert, P. G., Suzuki, T., Nakagawa, T., Kimura, J.-I., Chang, Q., et al. (2020) : Constraints on the timing of explosive volcanism at Aso and Aira calderas (Japan) between 50 and 30 ka: New insights from the Lake Suigetsu sedimentary record (SG14 core). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21, e2019GC008874.
- (115) Miyabuchi, I. (2009) : A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. *Sedimentary Geology*, 220, pp.169-189.
- (116) Miyabuchi, I. (2011) : Post-caldera explosive activity inferred from improved 67-30 ka tephrostratigraphy at Aso Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 205 (2011) 94-113.
- (117) 星住英夫・宮縁育夫・宮城磯治・下司信夫・宝田晋治 (2022) : 阿蘇火山, 阿蘇4/3降下テフラ群の層序と噴火活動史—阿蘇4火砕流噴火への準備過程—. *火山*, 67, 1, pp.91-112.
- (118) 三好雅也・長谷中利昭・佐野貴司 (2005) : 阿蘇カルデラ形成後に活動した多様なマグマとそれらの成因関係について, *火山*, 50, pp.269-268.

- (119) Abe, Y., Ohkura, T., Shibutani, T., Hirahara, K., Kato, M. (2010) :Crustal structure beneath AsoCaldera, Southwest Japan, as derived from receiver function analysis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195.
- (120) 勝井義雄・横山 泉・岡田 弘・我孫子 勤・武藤晴達 (1988) :俱多楽 (日和山) -火山地質・活動史・活動の現況および防災対策, 北海道における火山に関する研究報告書第12編, 北海道防災会議.
- (121) Nakajima, J., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (2001) :Three-dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, *Journal of geophysical research*, Vol.106, No.B10, pp.21843-21857.
- (122) 中道治久 (2022) : 火山における 3 次元地震波速度トモグラフィ実践法, *火山*, 第67巻, 第2号, pp.207-220.
- (123) Matsubara, M., Ishiyama, T., No, T., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T., Takahashi, N. and Kamiya, S (2022) : Seismic velocity structure along the Sea of Japan with large events derived from seismic tomography for whole Japanese Islands including reflection survey data and NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, *Earth, Planets Space* 74, 171 (2022).
- (124) 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) :活断層詳細デジタルマップ [新編], 東京大学出版会.
- (125) Zhao, D., Horiuchi, S., Hasegawa, A. (1992) :Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, pp.289-301.
- (126) Matsubara M., H. Sato, T. Ishiyama, and Horne, A.V. (2017) :Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands derived from three-dimensional seismic tomography, *Tectonophysics*, 710-711, pp.97-107.
- (127) 後藤忠徳・三ヶ田 均 (2008) :電磁気法探査 (EM 法探査) 技術の現状と展望-地震探査との統合型解析に向けて-, *地学雑誌*, 第117巻, 第6号, pp.997-1010.
- (128) Goto, Y. and Johmori, A. (2015) :Internal Structure of Kuttara Caldera, Hokkaido, Japan, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol.60, No.1, pp.35-46.
- (129) Hashimoto, T., Kanda, W., Morita, Y., Hayakawa, M., Tanaka, R., Aoyama, H. and Uyeshima, M. (2019) :Significance of Electromagnetic Surveys at Active Volcanoes : Toward Evaluating the Imminence of Wet Eruptions, *Journal of Disaster Research* Vol.14 No.4, 2019, pp.580-591.
- (130) 下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明・中田節也編 (2008) :火山の辞典 (第2版), 朝倉書店.
- (131) 畠山 信・佐々木央岳・鳥口能誠・後藤芳彦 (2005) :北海道南西部クッタラカルデラの周囲を取り巻く環状構造:先クッタラカルデラ?, *日本火山学会講演予稿集*, p.108.
- (132) 気象庁編 (2013) :日本活火山総覧 (第4版).
- (133) 気象庁 (2022) :第151回 火山噴火予知連絡会資料.
- (134) 気象庁 (2020) :第147回 火山噴火予知連絡会資料.
- (135) 青木陽介 (2016) :火山における地殻変動研究の最近の発展, *火山*, 第61巻, 第2号, pp.311-344.
- (136) 国土地理院 (2023) :宇宙から国土をくまなくスキャンします! 一だいち2号による全国の変動分布図が完成-, 2023年報道発表資料.
- (137) 俱多楽火山防災協議会 (2022) :俱多楽火山避難計画.