

地球物理学者によるハワイ島の火山見学案内 3

Field Excursion Guide to the Island of Hawaii, Written by Geophysicist: 3

はしもとじょーじ¹

George L. Hashimoto

日本惑星科学会誌 遊星人 印刷中 (in press)

¹岡山大学理学部地球科学科 george@gfd-dennou.org

連絡先

- 岡山市北区津島中 3-1-1 岡山大学理学部地球科学科
- 電話 086-251-7886
- FAX 086-251-7895
- 電子メール george@gfd-dennou.org

概要

毎度おなじみ無保証の原稿である²。本稿に関連していかなる損害が発生したとしても、筆者は一切責任をとらない。

1 キラウエア・アップデート

2018年5月上旬に始まったキラウエア (Kilauea) 火山の東リフトゾーンでの噴火は、2018年8月上旬に溶岩を地上に噴き出すのを止めた。先々号 (2018年6月25日発行) の遊星人³ではハワイ火山国立公園の見所を紹介した [1] ののだが、原稿提出締切 (4月末) 直後の5月上旬に東リフトゾーンで噴火が始まり、原稿が掲載される前にハワイ火山国立公園は閉鎖されてしまった。先号 (2018年9月25日発行) の遊星人では溶岩がばんばん出ていると書いた [2] ののだが、原稿提出締切 (7月末) 直後の8月上旬に東リフトゾーンの噴火は止まり、原稿が掲載される前に溶岩を噴き上げて溶岩チャネルをつくるような噴火は終わってしまった。とても間の悪いことではあるが⁴、8月2日にアメリカ地質調査所ハワイ火山観測所が出した Volcano Watch (2018-08-02) [3] にも、“Based on past eruptions and current geophysical monitoring, it could continue for many months to a few years.” と書かれており、噴火が止まるとは予想していなかったようである。

一方で、噴火の開始については、噴火の約2週間前に出た Volcano Watch (2018-04-19) [3] に “current circumstances indicate an increased likelihood of changes at Puu Oo in the

²前編 [2] の最後の節「次回予告？」は、編集長の指示によって追加されたものである (筆者が作成した最初の原稿にはなかった)。本稿 (その3) によって遊星人のページ数が増えたこと責任は編集長にある。

³表紙に書かれた見出しは「地球科学者によるハワイ島の見学案内」となっていた。遊星人編集部は、筆者を“地球物理学者”ではなく“地球科学者”と分類したようである。

⁴間が悪いのは全て遊星人の編集スケジュールのせいなのだが、これだけタイミングを計ったように裏目のイベントが発生してしまったのは、やはり筆者の日頃の行いが悪いせいなのかもしれないと少し弱気になる。

coming weeks” と書かれていて、数週間以内に噴火が始まる可能性があると考えられていたことがわかる⁵。プウ・オオ (Pu'u O'o) はキラウエアの東リフトゾーンにある火口である。プウ・オオに設置された傾斜計と GPS は、3月半ば以降に山体が急速に膨張していることを示していて [4]、これはプウ・オオの地下にあるマグマ溜まりの圧力が高まっていることを示唆すると考えられた。過去5年間において同様の現象が見られた2014年6月と2016年5月においては、山体の膨張が観測された後、プウ・オオの山腹に新しい火口が開いて溶岩が噴き出した。そして今回(2018年)もまた山体の膨張が観測された後、新しい火口が(プウ・オオからは20 kmほど離れた場所に)開いて溶岩が噴き出した。

キラウエアのように噴火頻度が高い場所においては、繰り返し観測することで噴火前に現れるパターンを同定し、ある程度の噴火予測をすることが可能であると言える⁶。もちろん、全てがわかっているわけではないので、予想外のことは起こりえるし、噴火を期待して火山見学に行ってみただけ空振りに終わる、ということは十分にありえる。火山見学は、予定通りにはならない可能性があることを理解した上で、ハプニングを楽しむくらいの気持ちで行くのがよいと思う⁷。

2018年5月11日から閉鎖されていたハワイ火山国立公園であるが、約4ヶ月ぶりの2018年9月22日に再開園し入場できるようになった [5]。ジャッガー博物館 (Jagger Museum)、サーストーン溶岩チューブ (Thurston Lava Tube)、キラウエア・イキ・トレイル (Kilauea Iki Trail)、などなど、9月22日現在で閉鎖・通行不可になっている場所もあるが、公園内のかなりの部分に入ることができる。溶岩の噴出が止まってから2ヶ月も経過していないのに再開園しているのは、すごいことであると思う⁸。

⁵いちおう続きも書いておくと、“It is possible that the current inflationary trend could end with no result.”

⁶噴火リスクの評価ができることは、火山見学の安全性を確保する上で重要なことである。ただし噴火リスクの全てを評価できているという保証はないので、不意打ちでいきなり噴火に遭遇する可能性はゼロではない。

⁷「期待してたのと違う」と言って筆者を責めてはいけません。

⁸筆者がこのようなことを書くと裏があるのではないかと勘ぐる人がいるかもしれないが、これには裏などない。裏があると疑った人は、少し反省してください。

2 キラウエア・カルデラの陥没

カルデラ⁹は火山の山頂部にある火口より大きい凹地地形である [6]。火口は大きくても直径 1 km くらいということで、直径 2 km 以上の凹地地形をカルデラと呼ぶらしい¹⁰。凹地地形を形成する要因はひとつではなく、大きな爆発で物が吹き飛ばされて形成されるカルデラもあれば、大きな爆発がなく形成されるカルデラもある。キラウエアとマウナロア (Mauna Loa) のカルデラは後者である。

2.1 マグマ溜まりの大きさ

今回 (2018 年) の東リフトゾーンの噴火でも、噴火に合わせてキラウエア山頂のカルデラ内で陥没が生じ、キラウエア山頂のカルデラは大きくなった (水平方向には広がらなかったが、部分的により深くなったので陥没部分の体積は増加した)。この陥没は、山頂の下にあるマグマ溜まりから東リフトゾーンにマグマが運ばれて、山頂下のマグマ溜まりの体積が減少したことで引き起こされたと考えられている。実際に東リフトゾーンで溶岩の噴出が止まってから後、キラウエア山頂のカルデラは陥没していない (Volcano Watch 2018-08-16 [3])。

陥没は連続的に進行するのではなく、がたっと落ちて、しばらく止まり、またがたっと落ちて、しばらく止まり、ということくり返す。2018 年 5 月半ばから 8 月頭にかけて、キラウエア・カルデラ内では 62 回の崩落があり、崩落と崩落の間の時間間隔はだいたい 24-32 時間¹¹であった。

⁹カルデラ (caldera) はスペイン語で「鍋」を意味する。

¹⁰火口とカルデラは大きさで分けられているが、その境目に意味はない。例えば、アメリカでは直径 1 mile (1.6 km) 以上をカルデラと呼ぶらしい [7]。1 mile を境目としているのは、もちろんきりがいいからである。ちなみに、火星のオリンポス山 (Olympus Mons) の山頂にあるカルデラの直径は約 70 km。これだけ大きさが違うものを同じカルデラと呼んでよいのか、素人さんは疑問を感じる。

¹¹Volcano Watch (2018-06-28) [3] によると、陥没の時間間隔は 8 時間から 64 時間、平均すると 28 時間。

陥没が段階的に生じる現象は 2000 年の三宅島の噴火でも観測されていて¹², 段階的な陥没を説明する物理モデルが提案されている [8]. そのモデルでは, マグマ溜まりとそれに接続する火道があって, 火道は一塊の固体物質 (ピストン) で塞がれていると考える. 火道を塞ぐピストンの運動方程式は

$$m \frac{d^2 z}{dt^2} = mg - F - pS \quad (1)$$

ここで, z はピストンの変位, t は時刻, m はピストンの質量, g は重力加速度, F はピストンに働く摩擦, p はマグマ溜まりの圧力, S はピストン (火道) の断面積, である.

最初にピストンは静止していて, マグマ溜まりから徐々にマグマが排出される状況を考える. マグマ溜まりからマグマが排出されるとマグマ溜まりの圧力 p は下がり, 静止摩擦で支えきれなくなったところでピストンはマグマ溜まりに向かって落ちる (崩落). ピストンが落ちると, ピストンが落ち込んだ分だけマグマ溜まりの体積が減少して, マグマ溜まりの圧力は上昇するが, 落ち始めたピストンに働く摩擦は動摩擦¹³になるので, ピストンはすぐには止まらない. ピストンが落ちるに従ってマグマ溜まりの圧力は上昇し, マグマ溜まりの圧力と動摩擦でピストンの自重を支えられるようになったところでピストンは止まる¹⁴. ピストンが止まった後, マグマ溜まりから溶岩が排出されるとマグマ溜まりの圧力は低下するが, 静止したピストンには静止摩擦が働くので, しばらくはピストンが落ちることはない. すなわち, このモデルでは静止摩擦と動摩擦の差によって陥没が段階的に生じることを説明する. 陥没が生じる時間間隔 T は次のようになる [8].

$$T = \frac{2(F_s - F_d) V_0}{\kappa \alpha S} \quad (2)$$

ここで, F_s は静止摩擦, F_d は動摩擦, V_0 はマグマ溜まりの体積, κ はマグマの体積弾性率, α はマグマ溜まりから排出される溶岩の流量, である.

¹²2000 年の三宅島では, 海面下で生じた溶岩の噴出が山頂の陥没を引き起こしたとされている.

¹³一般に, 動摩擦は静止摩擦よりも小さい.

¹⁴慣性があるので, マグマ溜まりの圧力と動摩擦と自重が平衡に達してもピストンはすぐには止まらない. もうちょっと落ちてから止まる.

この式2を使って、キラウエアのマグマ溜まりの体積を推定してみる。表1に示したように、崩落の時間間隔 T は2000年三宅島と2018年キラウエアでほぼ同じになっている。2018年キラウエアで、マグマ溜まりから排出されたマグマの流量 α は不明だが、東リフトゾーンから噴き出した溶岩の量 $50\text{--}100\text{ m}^3/\text{s}$ ([3] 2018-08-02) に等しいとすると、これもまた2000年三宅島とほぼ同じになる。マグマの体積弾性率 κ は、どちらも玄武岩質マグマなので同じと思ってよいだろう。火道の断面積 S とピストンに働く摩擦(静止摩擦と動摩擦の差)の大きさ $(F_s - F_d)$ の推定は難しいが、ここではざっくり2000年三宅島と2018年キラウエアは同じであったと仮定してみる。そうすると、キラウエアのマグマ溜まりの体積は $5\text{--}10 \times 10^{10}\text{ m}^3$ と計算される。キラウエア・カルデラの下やや南にあるとされるマグマ溜まりの大きさは、いくつかの方法によって $0.3\text{--}2 \times 10^{10}\text{ m}^3$ [9] と推定されている。この推定に比べると式2を使った見積りはやや大きい値になっているが、かなり乱暴なことをやっていることを考えると、こんなやり方で大外れとも言えない値が出たことは驚きである¹⁵。

2.2 地震

キラウエア・カルデラ内で崩落が生じたときには、マグニチュードは5かそれ以上の地震が記録された。地震のマグニチュード M と地震波として放出されたエネルギー E_q の関係

¹⁵一部(少数, 多数, 大多数?)の読者にとっては、1桁くらいずれているのに大外れと思ってないことが驚き、であるかもしれない。筆者は推定に用いたいくつかの不確定を考慮して「1桁しかずれてない」と評価したのだが、これは評価基準(目的)に依存するので、同じ1桁でも「1桁もずれちゃって全然ダメ」という評価になることもある。これくらいはいい、あれくらいはダメ、そういう感覚をどこで身につけたのか思い出せないが、おそらくは大学院生のときに周囲の人々と会話しているうちに身についたのだと思う。大学院に行くことで得られる最も大事なものは、知らないうちに身につけてしまうものの中にあるような気がする。京都大学の高橋淑子教授は「皮膚呼吸で入ってくる」という言い方をしているが、たぶん同じものを指しているのだと思う。

表 1: カルデラの形成.

	2000 年 三宅島	2018 年 キラウエア	文献
崩落の時間間隔 T	24 hour	28 hour	[8], [3] 2018-06-28
マグマ溜まりからの排出流量 α	45 m ³ /s	50–100 m ³ /s *	[8], [3] 2018-08-02
マグマ溜まりの体積 V_0	4×10 ¹⁰ m ³	5–10×10 ¹⁰ m ³	[8]
ピストンの密度 ρ		2500 kg/m ³	[8]
ピストンの長さ H		3000 m **	[9]

* 東リフトゾーンから噴出した溶岩の流量.

** マグマ溜まりの深さをピストンの長さとした.

は、 Gutenberg-Richter の式より

$$\log_{10} E_q = 4.8 + 1.5M \quad (3)$$

崩落で発生した地震のマグニチュードを 5.2 とすると、そのエネルギーは 4×10^{12} J になる。

一方で、段階的な陥没を説明する物理モデルにおいて、ピストンが落ち込むときに解放される重力エネルギー E_g は

$$E_g = mg \cdot \Delta z \quad (4)$$

ここで、 Δz は 1 回の崩落におけるピストンの変位である。1 回の崩落におけるマグマ溜まりの体積変化は $S\Delta z$ で、これは崩落と崩落の間に排出されたマグマの体積 αT に等しいので、

$$S\Delta z = \alpha T \quad (5)$$

また、ピストンの密度と断面積と長さをそれぞれ ρ , S , H とすると、ピストンの質量は

$$m = \rho SH \quad (6)$$

と書くことができるので、解放される重力エネルギーの大きさは

$$E_g = \rho g H \alpha T \quad (7)$$

である。表 1 にある値を使って計算してみると、 E_g はおよそ $4-8 \times 10^{14}$ J となる。

爆発または衝突によって発生する地震の規模について調べた研究 [10] によると、爆発・衝突等のエネルギーのうち地震動に変換されるエネルギーの割合は 0.1–10% である。先に求めた 2 つのエネルギーの大きさ E_g と E_q から変換効率を計算すると 0.5–1% になる。この値は爆発または衝突によって発生する地震として予想される変換効率の値の範囲に入っており、キラウエア・カルデラ内の崩落で発生した地震の規模はピストンがマグマ溜まりへ落ち込むときに解放される重力エネルギーの大きさと説明することができそうである。

3 キラウエアの火山ガス放出

火山ガスの成分は場所によって違うし、同じ場所であっても時間的に変化するが、主成分はいつも H₂O で、その次に多いのは CO₂ である。H₂O と CO₂ はどこにでもある気体なので、火山ガスの放出として問題になるのは 3 番目の成分である SO₂ であることが多い¹⁶。SO₂ は人体に有害¹⁷であり大気汚染の原因¹⁸にもなる。SO₂ は植物にも悪い影響を及ぼす¹⁹。Google マップでキラウエア周辺の航空写真を見ると、山頂(火口)の風下(南西)側は周囲に比べて植生がまばらになっているが、これは火山ガスの影響である。

キラウエアから放出される火山ガスの量とその放出口は、噴火活動にともなって大きく変化してきた。表 2 は 1ヶ月程度の時間で平均してみたときの SO₂ 放出率である。1986 年以前は主に山頂で数百トン/日ほどの SO₂ が放出されていたが、1983 年に東リフトゾーンのプウ・オオで噴火が始まり、それから数年後にはプウ・オオでの火山ガス放出が目立つようになる。2008 年以降、山頂のハレマウマウ (Halemaumau) に溶岩湖が見られるようになると、山頂からの放出が他を圧倒するようになる。2018 年 5 月に東リフトゾーンで噴火が始

¹⁶CO₂ も濃度が高くなれば人体に影響を及ぼすことがあり、CO₂ が問題にならないということではない。カメルーンのニオス湖 (Lake Nyos) では、高濃度 CO₂ に曝されて人や家畜が死亡する災害が発生している。ニオス湖で高濃度の CO₂ 環境が発生したのは、湖の底で放出された CO₂ が湖水に溶け込んで蓄積し、時間をかけて蓄積した CO₂ が短時間で大気に放出されたことによる。

¹⁷日本が定めている SO₂ の環境基準は「1 時間値の 1 日平均値が 0.04 ppm 以下であり、かつ、1 時間値が 0.1 ppm 以下であること」(環境省, <https://www.env.go.jp/kijun/taiki.html>)。

¹⁸火山ガスによってつくられるスモッグは volcanic smog, 略して vog と呼ばれる。

¹⁹SO₂ が植物に及ぼす影響について、[11] には“ノリリスクという場所は、ニューヨークの環境 NGO 団体「ブラックスミス・インスティテュート」が作成した「世界でもっとも汚染された都市トップ 10 に栄えあるランクインを果たしたことで、今や多くの人に親しまれている (あるいは親しまれていない)。ニッケル鉱石の溶錬は施設内で行われているけど、その行程で発生する二酸化硫黄の噴煙が原因で、溶錬施設から 5 キロメートル以内の地域には、1 本の木も育たないと言われている。”と書かれている。ノリリスク (Norilsk) はロシア連邦クラスノヤルスク地方の都市。閉鎖都市に指定されていて、訪問は規制されている。

表 2: キラウエアの SO₂ 放出率 (トン/日)*.

山頂付近 東リフトゾーン**		
1986 年以前		プウ・オオ噴火 (1983-)***
1986 年 – 2008 年	2,000	
2008 年 – 2018 年 4 月	5,000	ハレマウマウ溶岩湖 (2008-)
2018 年 5 月	5,000	東リフトゾーン噴火****
2018 年 6 月 – 2018 年 8 月頭	50,000	東リフトゾーン噴火
2018 年 8 月以降		

* 放出率は Volcano Watch 2018-08-23 [3] による. 1,000 トン/日を下回るものは空欄とした.

** 東リフトゾーンはプウ・オオを含む.

*** プウ・オオ噴火で溶岩噴泉が現れた時は瞬間的に 30,000 トン/日の放出.

**** 山頂で火山灰を大量に巻き上げる爆発をした時は瞬間的に 10,000 トン/日の放出.

まると、再び東リフトゾーンでの火山ガス放出が増加し、6月から8月頭にかけてはそれ以前のおよそ10倍にあたる50,000トン/日という、これまでに記録されたことのない大量のSO₂が放出された(ちなみに、2000年の三宅島の噴火では40,000トン/日のSO₂放出が観測されており、この量もまた2018年キラウエアとほぼ同程度になっている)。東リフトゾーンでの噴火が止まって以降、キラウエア全域のSO₂放出率は1,000トン/日を下回るようになり、噴火中とは一転してここ数十年でもっとも少ない放出率となっている。

火口周辺における大気中のSO₂濃度を見積もってみる。大気中に放出されたSO₂は、OHなどと反応しても失われるが、その反応の時間スケールは1日程度であり、放出源の近傍で

はそれよりも風で流されたり拡散したりして薄められる効果の方が大きい²⁰。ここでは簡単に、大気中の拡散を以下のように仮定することにする。まず風向に沿っては、風に従ってただ流されれるとする。風向に直交する水平方向には、放出源からの距離に比例して広がる。そして鉛直方向には、境界層に万遍なく広がる。以上のように仮定すると、放出源から風下に x だけ離れた場所における SO_2 濃度 c は以下のようなになる。

$$c = 0.25 \text{ ppmv} \left(\frac{a}{0.2}\right)^{-1} \left(\frac{\sigma}{0.2 \times 10^4 \text{ kg/m}^2}\right)^{-1} \left(\frac{v}{5 \text{ m/s}}\right)^{-1} \left(\frac{\Phi}{1000 \text{ ton/day}}\right) \left(\frac{x}{10 \text{ km}}\right)^{-1} \quad (8)$$

ここで、 a は風向に直交する水平方向の広がりを表わすパラメタ (水平方向には ax の範囲に広がる)、 σ は境界層に含まれる単位面積あたりの大気質量、 v は風速、 Φ は SO_2 放出率、である。

ハワイで定常的に吹いている北東貿易風の風速はおおよそ 5 m/s である。5,000 トン/日の放出 (2008 年から 2018 年 (東リフトゾーン噴火前) にハレマウマウから放出されていた量) があると、火口から 10 km 下流における SO_2 濃度は 1.25 ppmv になる。人間は $0.5\text{--}1.0 \text{ ppmv}$ の濃度の SO_2 があるとその臭いを感じるということなので、 10 km 下流の濃度はその限界よりちょっと上ということになる。放出率が $10,000 \text{ トン/日}$ になると 10 km 下流の濃度は 2.5 ppmv となり、これは明らかな刺激臭として感じられる。2018 年の噴火の最大にあたる $50,000 \text{ トン/日}$ の放出率では 10 km 下流で 12.5 ppmv となるが、拡散の仕方によってはこの数倍程度の濃度になることもあるだろうと思うと、 10 km 離れていても呼吸困難を引き起こすレベルの濃度 (30 ppmv) になる可能性があると考えられる。

²⁰ 5 m/s の風があると 1 日で 400 km 以上流される。

4 ハワイ-天皇海山列

ハワイ諸島はホットスポットから北西の方向に連なっているが、ハワイ諸島の8つの大きな島のさらに北西には北西ハワイ諸島が連なり、さらにその先には海中に没したかつての火山島である海山が(途中で北西から北に向きを変えて)連なっている。これらハワイから6100 kmにわたって連なる火山島と海山の列は、ひとつのホットスポットが異なる時代に形成した一連の火山であり、ハワイ-天皇海山列(Hawaiian-Emperor seamount chain)と呼ばれる。

ホットスポットによる火山島の形成は、100–200万年という比較的短い時間の間におこなわれる²¹。その後、プレート運動によってホットスポット上から外れた火山島では火山活動が停止し、溶岩を噴き出すのを止めた火山島は成長から転じて縮小に向かう。特に、海面から上に出ている部分は激しい侵食にさらされるため、火山島は海面より上が削られて卓状の形になる。また、時間の経過とともに海洋底が沈降することによって、火山島は海中に沈んで海山となる²²。平らな頂上部をもつ平頂海山(ギョー, guyot)は、侵食されて卓状の形になった火山島が海中に沈んだものである、と考えられている。

火山島が侵食と沈降によって海面下に没するまでの時間スケールは、ハワイ諸島の場合ではおよそ1500万年である(図2)。北西ハワイ諸島は、ホットスポットに近い方から、ニホア島(Nihoa)、ネッカー島(Necker)、フレンチフリゲート瀬(French Frigate Shoals)、ガードナー尖礁(Gardner Pinnacles)、レイサン島(Laysan)、リシアンスキー島(Lisianski)、パール・アンド・ハーミーズ環礁(Pearl and Hermes Atoll)、ミッドウェー環礁(Midway Atoll)、クレ環礁(Kure Atoll)、の順番に並んでいる。このうち、ガードナー尖礁までは、火山岩が地表に出ているが、その先のレイサン島から先はサンゴ礁の島となっていて火山岩は地表に出て

²¹全期間(前楯状火山期から回春火山期まで)を通じて噴出する溶岩の総量のうち、80–95%が楯状火山期の100–200万年の期間に噴出する[9]。

²²ハワイ-天皇海山列は129以上の火山で構成されているが、このうち頂上が海上に出るところまで大きくならなかった火山は24とされている[9]。なぜだか知らないが、ハワイ-天皇海山を構成する火山の多くは海底火山では終わらず火山島になったということである。

いない [12]。ガードナー尖礁とレイサン島の火山岩の年代はそれぞれ 1230 万年と 1990 万年となっていることから、サンゴ礁が発達しない場合、火山島は形成から 1230 万年までは島としての残りうるが、形成後 1990 万年までに水没すると考えられる。

4.1 海洋底の冷却による沈降

ミッドウェー環礁ではドリルコアの採取がおこなわれていて、火山島の本体を構成する玄武岩は地表から 157 m の厚さの炭酸塩岩を掘り抜いた下にあることが確認された [12]²³。すなわち、サンゴ礁が形成されず炭酸塩岩が堆積しなかったならば、現在のミッドウェーは最高点が海面下 157 m に沈んでいるということである²⁴。海面上にあるときは侵食によって削られるが、海面下に沈んだ後の侵食作用は無視できるので²⁵、海面下に沈んだ後に生じた 157 m の変位は全て沈降によるものとして、沈降速度の推定をおこなうことができる。

ドリルコアで採取された炭酸塩岩直下の火山岩の年代は 2770 万年であったので、火山島の形成を 2770 万年前として、形成から 1230 万–1990 万年かけて侵食と沈降によって火山島は海面まで沈み、そこからさらに 780 万–1540 万年かけて海面下 157 m まで沈降したと考えることにする。そうすると、ここ 1000 万年くらいのミッドウェーの沈降速度は 0.01–0.02 mm/yr となる²⁶。

²³サンゴ礁の上で掘ったドリルコアでは、玄武岩の上に 384 m の厚さの炭酸塩岩が堆積していた。火山島の頂上
が海中に沈む前のミッドウェーは、周囲をサンゴ礁で囲まれた堡礁になっていたと考えられる。

²⁴ミッドウェーは海拔 3 m くらいなので、最高点は海面下 154 m とするのがより正確かもしれないが、誤差の範囲であろう。ドリルコアを採取した場所の真下に火山岩の最高点があるとは限らないので、最高点はもうちょっと上かもしれないが、侵食によって島は平坦になっていると思われるので、157 m からは大きくは変わらないはずである。

²⁵海面下でも浅いところは侵食されるが、波食台は一般に –10 m より浅いところに作られるので、10 m よりも深くなったらほとんど侵食されないと考えてよい。

²⁶ミッドウェーの火山が水没した年代は、火山岩直上にある炭酸塩(化石)の年代を見たらよいのかもしれないが、ここでは手を抜いて、水没年代は 1230 万年(ガードナー尖礁、水没前)と 1990 万年(レイサン島、サンゴ礁がなければ水没)の間にあるとした。

プレートの冷却による熱収縮で海洋底が沈降するモデルは、Geodynamics [13] に詳しく記述されている。観測される海洋底の地形と年代の関係は、プレートの下面で加熱 (basal heating) があるとするモデルでよく説明され、海面から測った海洋底の深さ w は海洋底の年代 t の関数として、

$$w(t) = w_0 + \frac{\rho_m \alpha_v (T_1 - T_0) y_{L0}}{(\rho_m - \rho_w)} \left[\frac{1}{2} - \frac{4}{\pi^2} \exp\left(-\frac{\kappa \pi^2 t}{y_{L0}^2}\right) \right] \quad (9)$$

で与えられる。ここで、 w_0 は中央海嶺における水深、 ρ_m はマンツルの密度、 ρ_w は海水の密度、 α_v はプレートの体積熱膨張率、 κ はプレートの熱拡散係数、 y_{L0} はプレートの厚さ、 $T_1 - T_0$ はプレート下面 (海洋底から y_{L0} の深さ) と海洋底の温度差、である。海洋底の沈降速度 $-dw/dt$ は、

$$-\frac{dw}{dt} = -\frac{4\rho_m \kappa \alpha_v (T_1 - T_0)}{(\rho_m - \rho_w) y_{L0}} \exp\left(-\frac{\kappa \pi^2 t}{y_{L0}^2}\right) \quad (10)$$

ミッドウェー島が載っているのは1億1800万年前の海洋底²⁷で、その他のパラメタは表3の値を使うと、沈降速度はおおよそ0.005 mm/yrとなる。この沈降速度はドリルコアに基づいて推定した沈降速度の1/4から1/2程度で、惑星科学者の感覚²⁸ではそれほど悪くないようにも見えるが、後述するように天皇海山(ギョー)の頂部の水深と整合しないと言われている [14]。

海中に沈んだ火山島はほとんど侵食されることがないので²⁹、海洋底からギョー頂部までの高さは、ギョーが海面下に沈んだときの海の深さを記録することになる。そして、現在の海面からギョー頂部までの水深は、ギョーが海面下に沈んだときから現在までの海洋底の沈

²⁷ 古い火山ほど古い海洋底の上に載っている、というのは必ず成り立つものではない。ホットスポットに対して中央海嶺が遠ざかる場合には、新しい火山ほど古い海洋底の上に載っているということが起こりえる。また、ホットスポットが断裂帯 (fracture zone) をまたぐと海洋底の年代は不連続に変化する。断裂帯をまたぐときに生じる年代の不連続な変化は、新しくなる場合と古くなる場合の両方がある。

²⁸ 筆者の周囲には「桁(オーダー)があつてからいいんじゃない」と言う人が多いのだが、これは観測バイアスかもしれない。サンプル数が少ないという批判に対しては、「友達が少なくてどうもすみません」としか答えられない。

²⁹ 一般に、海中に沈んだ後は侵食よりも堆積が優勢となる。水没時のギョーの高さを推定するためには、現在の海底地形から、水没後にギョーの上に堆積した堆積物の厚さを補正する必要がある。

表 3: 海洋底の熱モデルに関するパラメタ.

	値	文献
中央海嶺における水深	$w_0 = 2600 \text{ m}$	[13]
マンツルの密度	$\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$	[13]
海水の密度	$\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$	[13]
プレートの体積熱膨張率	$\alpha_v = 3 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$	[13]
プレートの熱拡散係数	$\kappa = 1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$	[13]
プレートの厚さ	$y_{L0} = 125 \text{ km}$	[13]
プレート下面と海洋底の温度差	$T_1 - T_0 = 1300 \text{ K}$	[13]

降量を表わすことになる．海洋底の深さが式 9 で表わされるとしたら，ギョーが海面下に沈んだときから現在までの海洋底の沈降量 Δw は

$$\Delta w = w(t_g) - w(t_s) \quad (11)$$

ここで， t_g はギョーが形成された年代， t_s はギョーの下にある海洋底の年代，である．

図 1 はいくつかの天皇海山について，現在の海面からギョー頂部までの水深 d と，年代から推定されるギョー頂部の水深 Δw を描いたものである．ギョーの形成年代 t_g は不明なので，ここでは火山の年代を用いている³⁰．火山島が形成されてから海面下に沈むまでにはある程度の時間がかかるので，ギョーの形成年代は実際よりも古く仮定されたことになり，水

³⁰6つの天皇海山の 11 カ所で採取したコアを調べると，11 カ所の全てにおいてかつて温暖な浅海にあった証拠が見つかるが，造礁サンゴがあるのは光孝海山 (Koko) のみで，それ以外の 5 つの海山に造礁サンゴは見つからない [15]．コア中に造礁サンゴが見つからないのは，サンプリングの問題ではなく本当に造礁サンゴがないからであると [15] は言っている．天皇海山列 (光孝海山を除く) に造礁サンゴがない理由は解明されていないらしい．

深 Δw を過大評価したことになる。しかし図 1 では、現在観測されるギョー頂部の水深 d は、過大評価したはずの水深 Δw よりも、1000 m ほど深くなっている。この差は、海洋底の冷却を考えるだけでは説明することができない。[14] は、海洋底がホットスポットの上を通過するときに、ホットスポットによって加熱を受けることを考慮することによって、説明することができるとしている。

4.2 火山島の荷重による沈降と隆起

火山島の沈降は、海洋底の冷却だけでなく、火山島の荷重によるリソスフェアの変形によっても生じる。リソスフェアが変形する時間スケールはおよそ 100 万年で、これは火山島が成長する時間スケール 100–200 万年とほぼ同程度である。すなわち、火山島が形成されるのとはほぼ同時進行でリソスフェアは変形し、火山島の形成が終わった後にリソスフェアはあまり変形しない。ハワイ島の下のリソスフェアは周囲に比べておよそ 4km ほど凹んでいる。200 万年で 4km とすると、沈降速度は 2 mm/yr となり、これはハワイ島の北西沖の海面下に沈んだサンゴ礁の年代から推定された沈降速度 2.6 mm/yr と整合的な値である³¹。

火山島の荷重によるリソスフェアの変形は、火山島の近傍では沈降となるが、火山島から数 100km 離れた場所においてはバルジ (膨らみ) をつくって隆起を生じさせる [13]。バルジの隆起量 w_b は火山島直下の沈降量 w_0 に比例する [13]。

$$w_b = -w_0 e^{-\pi} = -0.0432 w_0 \quad (12)$$

したがって、ハワイ島の荷重によってハワイ島が 2 mm/yr の速度で沈降しているとしたら、バルジの隆起速度その 0.0432 倍の 0.08 mm/yr ということになる。これはプレート冷却による沈降速度 ~ 0.01 mm/yr よりも十分に大きいので、ハワイ島の周辺地域ではハワイ島の荷

³¹海洋底の冷却による沈降も同時におこってはいるが、その沈降速度は ~ 0.01 mm/yr であり、100 万年程度の時間スケールでは無視できる。

重による隆起が観測されるはずである。

実際に、オアフ島 (Oahu) は隆起している³²。オアフ島ではサンゴ礁が島のいたるところに見られ、それらはオアフ島の隆起によって陸上にあがったものと考えられている³³。海拔 21 m の場所に ~33.4 万年前のサンゴ礁があるので、それを使ってオアフ島の隆起速度を推定すると 0.06 mm/yr になる。これはハワイ島の荷重によってもたらされる隆起速度の推定 (0.08 mm/yr) と整合的であり、オアフ島の隆起はハワイ島の荷重によるものと考えられている。

4.3 侵食

火山島が 1500 万年くらいの時間スケールで海中に没することを使得、侵食速度を見積もる。火山島の標高が下がるのは、沈降と侵食の作用による。沈降は 4.1 節と 4.2 節で整理したように、プレートの冷却による熱収縮と、火山島の荷重によるリソスフェアの変形の、2 つの過程によって生じる。プレート冷却の熱収縮による沈降の速度は、ミッドウェーのドリルコアに基づいて 0.02 mm/yr であるとする、1500 万年間の沈降量は 300 m になる。火山島の荷重による沈降の速度は、冷却による沈降に比べると 2 桁程度大きい³⁴が、継続期間は 100 万年程度なので沈降量としては 2000 m 程度となる³⁴。

ここで、標高 4500 m の火山島が 1500 万年で海中に沈む場合を考える。4500 m のうち、2300 m は沈降によって標高が低下するのだとすると、残り 2200 m は侵食によって削られなければならない。1500 万年で 2200 m 削るとしたら、その侵食速度は約 0.15 mm/yr である。

カウアイ島 (Kauai) の侵食速度を調べた研究 [16] によると、侵食速度は降水量に強く依存し、100 万年の時間スケールで見た侵食速度は地域の降水量の多寡によって 0.003–0.1 mm/yr

³²筆者は、ハワイ諸島はみんな沈降しているんだろうと思い込んでいた、と正直に告白しておく。

³³海面より上にあるサンゴのなかには、津波によって運ばれたものもある。ラナイ島とモロカイ島では、海拔 155m にサンゴと溶岩の角礫岩 (breccia) が見つかり、それは津波によって運ばれたものとされている。

³⁴リソスフェアの変形量は火山島の荷重に比例する [13]。2000 m はハワイ島のような大きな火山島の沈降量である。

の範囲でばらつくとされる³⁵。速い侵食速度 (~ 0.1 mm/yr) は、1500 万年程度で島が沈むことと整合的であるが、現在のカウアイ島で最も雨が降る地域の年降水量は 9000 mm を超えるとされており、0.1 mm/yr の侵食速度を維持するのに 9000 mm という年降水量が必要であるのなら、1500 万年という期間で平均して 0.1 mm/yr の侵食速度を達成することは困難かもしれない³⁶。侵食速度は削られる岩盤の状態にも強く依存し、新しい溶岩よりは古い溶岩の方が侵食されやすい。カウアイ島では、これから時間が経過するにつれて、侵食速度は速くなっていくのかもしれない³⁷。

侵食に平行して生じるであろう隆起についても考えておく。アイソスタシーが成り立っているとき、侵食によって削られると、荷重が減った分のバランスをとるために隆起が生じる。火山島の海面より上に出ている部分の体積は、海中にある部分も含めた火山島全体の 10% くらいであると思うと、火山島の海面より上に出ている部分が侵食で削られると火山島の荷重は 10% 減ることになる。火山島の荷重によってリソスフェアが 4 km くらい凹んでいるとすると、火山島の荷重が 10% 減ったときリソスフェアの変形量も 10% 減って、ざっくり 400 m くらいの隆起が生じることになる。もっとも、侵食で削られた岩石が島の近傍に堆積するのであれば、大局的に見て火山島の荷重は変わらないので、侵食による隆起は考えなくてもよいのかもしれない。

³⁵[16]において侵食速度は $8\text{--}335$ ton/km²/yr と与えられているので、岩石の密度として 3000 kg/m³ を用いて単位を変換した。

³⁶全球平均の年降水量は 1000 mm くらい。日本の年降水量は 1500 mm くらい。年降水量 9000 mm というのは、めちゃくちゃ多い。

³⁷日本の侵食速度は場所によって異なるが、比較的標高が高い山地では 1 mm/yr を超え、中部山岳地帯の高山部では 3–5 mm/yr に達する [17]。これはカウアイ島に比べるとかなり大きい。この日本の速い侵食速度は、日本がテクトニクスの活発な地域にあることによると考えられている。

5 サンゴ礁

サンゴは刺胞動物門に属する動物で、炭酸カルシウムからなる固い骨格をつくる³⁸。大きな骨格をつくってサンゴ礁を形成する造礁サンゴは、体内に共生させた褐虫藻から提供される光合成産物を利用して、速い速度で骨格形成をおこなう³⁹。褐虫藻が光合成をするには光が必要なため、造礁サンゴは熱帯・亜熱帯の浅い海にのみ生息する⁴⁰。造礁サンゴは、深い海に沈むと共生している褐虫藻が抜けてしまって死んでしまう⁴¹。

造礁サンゴは上に向かって成長することができるので、島が沈降していたとしても、サンゴ礁の成長速度が沈降速度よりも速ければ、サンゴ礁は深海⁴²に沈むことなく海面下すれすれの位置を維持する。ハワイ諸島(北西ハワイ諸島を含む)においてサンゴ礁の成長速度を調べた結果 [15] によると、サンゴ礁の成長速度は緯度に依存し、いちばん南のハワイ島では 11 mm/yr、いちばん北のクレ環礁では 0.2 mm/yr である⁴³。これらの成長速度は、プレート冷却による沈降速度 ~ 0.02 mm/yr (4.1 節) よりも十分に速いので、プレート冷却による沈降でこれらのサンゴ礁が海の深くに沈むことは(プレート運動でもっと北に移動してサンゴ礁の成

³⁸筆者がサンゴについて知っていることの多くは [18] による。

³⁹サンゴに褐虫藻が共生していることは、川口四郎(岡山大学名誉教授)によって 1944 年に発見された。サンゴ礁の豊かな生態系を支える一次生産者は、サンゴに共生する褐虫藻である。オアフ島のハナウマ湾(Hanauma Bay)では、シュノーケリングによってサンゴ礁生態系をお手軽に観察することができる。

⁴⁰サンゴ礁が発達するのは冬の表面水温が 18°C 以上の場所とされる。造礁サンゴ自体は冬に 14°C まで下がる場所にも生息し、千葉県館山には小さな造礁サンゴの群落がある。

⁴¹英語では、造礁サンゴが深い海に沈んで死ぬことを“drowned(溺れた)”と表現するようである。

⁴²ここでは、ざっくり 100 m (サンゴ礁が成長できなくなる深さ) より深い海を「深海」と呼ぶことにする。水深 100 m における太陽光量は海面直下に比べると大幅に減っているので、サンゴ礁の成長速度は海面下のそれに比べたらかなり遅くなっているはずである。造礁サンゴが溺れる深さはもうちょっと深い(~ 150 m)らしい [9]。

⁴³礁としての成長速度はサンゴそのものの成長速度に比べるとだいぶ遅い。サンゴには 200 mm/yr に達するような速い成長速度をもつものもあるが、打ち寄せる波によって破壊されたり、生物によって破壊されたりする(生物侵食)。サンゴ礁周辺の海底を埋めている白い砂は主にサンゴの破片であり、サンゴが砕かれていることを示す証拠である。

長速度が1桁以上遅くならない限り) なさそうである^{44 45}.

サンゴ礁は海水準変動からも大きな影響を受ける。海水準は気候変動にともなって変化することが知られている⁴⁶。例えば、最終氷期最盛期(約18000年前)から6000年前にかけて、海水準は120m以上上昇、その間の上昇速度は平均でも10 mm/yr、短期間にはそれ以上にもなる。この海水準の上昇に見合うだけの成長ができなかったサンゴ礁は、深海に沈むことになる。

気候変動の時間スケールは10万年程度⁴⁷なので、海水準変動で深海に沈んでもしばらく

⁴⁴サンゴ礁の成長が島の沈降速度よりも遅くなってサンゴ礁が沈む限界をダーウィン・ポイント(Darwin Point)と呼ぶらしい[15]。ダーウィンは進化論を提唱したあのダーウィン(Charles Darwin)である。ダーウィンは、サンゴ礁の形成と発達を島の沈降によって説明する沈降説を提唱した。

⁴⁵中部太平洋にあるエニウェトク環礁(Enewetak Atoll)では2カ所で深い穴が掘られ、基盤となる火山岩の上にそれぞれ1405 mと1287 mの厚さの石灰岩が堆積していることが明らかにされた[12]。火山岩の年代は7590万年、火山島の形成から水没まで1500万年かかるすると、石灰岩の堆積速度は0.02 mm/yrである。ハワイ諸島におけるサンゴ礁の成長速度(1-10 mm/yr)を考えると、0.02 mm/yrの速度で石灰岩を堆積させることは十分可能であるように思われるが、それを6000万年もの期間にわたって継続するというのは、なかなかすごいことのように思える。それはそれとして、エニウェトクはどう綴るのが正解なのかわからない。“Enewetak”はGoogleマップが採用する表記であるが、[12]は“Eniwetok”，[14]は“Anawetok”，[19]は“Anewetak”である。Wikipediaには“Enewetak”，“Eniwetok”，“Eniewetok”の3つが書かれている。

⁴⁶海水準変動の主な原因は、100万年の時間スケールで考えるなら、海水量と海水温の変化である。地球の表面にある水の量はほとんど変わらないとすると、海水量の変化は主に陸上にある氷の量の変化によって引き起こされる。海から蒸発して陸上に降った水が雪や氷となって陸上に固定されると海水量は減り、陸上にある氷が融けて水となって海に流れ込むと海水量は増える。また、海水温が変わると熱膨張によって海水の体積が変化して、海水準が変化する。

⁴⁷ミランコビッチ・サイクル(Milankovitch cycles)。20年くらい前に、「ミランコビッチ・サイクルに合わない年代データは間違ってるとか精度が悪いとか言われて、ミランコビッチ・サイクルに合うように年代の書き換えがおこなわれることがあるんだ。それはおかしいだろ」と言っていた人がいた。筆者はその真偽を知らないが、ミランコビッチ先生の理論が偉大であることを示すエピソードとして記憶している。ミランコビッチ先生の肖像は、セルビアで発行されている2000ディナール紙幣に使われている。

待てばまた浅海に戻る。しかし、沈んでいる間にサンゴ礁を載せた海洋底が沈降すると、海水準が元に戻ってもサンゴ礁の水深は元に戻らない。例えば、ハワイ島の荷重による海洋底の沈降は ~ 3 mm/yr, 10 万年あれば ~ 300 m も沈む。海水準変動によって溺れたサンゴ礁は、溺れている期間が長くなると、海水準が元に戻っても浅海 (水深 100 m 以内) に戻らないということが起こりえる。10 mm/yr に達する速い成長速度をもつハワイ島においてサンゴ礁が海中に沈んでいること (4.2 節) は、海洋底の沈降 (~ 3 mm/yr) だけでは説明するのが難しいが、海洋底の沈降と海水準変動を組み合わせると説明することが可能となる。

サンゴは海水中でないと生育しないため、サンゴ礁が海面上に出ている場所においては、過去に現在よりも海面が高い位置にあった時代があったことになる。すなわち、隆起しているか、海水準が今よりも高かったか、いずれかである。オアフ島で陸上にみつかるサンゴ礁は、前者 (隆起) によるものである⁴⁸。ミッドウェー環礁やクレ環礁は、後者 (海水準変動) によって海面上に出たものである⁴⁹。

6 火山見学案内はネタ切れである

もはや「火山見学案内」ではないだろうという指摘は全く正しい。最初 [1] は正しくハワイ島の火山見学案内であった。その 2 [2] はオアフ島の火山見学案内であった (表題が「ハワイ島の」になっていることには目をつぶってもらいたい)。本稿 (その 3) に火山見学案内がな

⁴⁸南大東島と北大東島は環礁が隆起してできた島 (隆起環礁) で、中央部が凹んで周辺部が高くなった形をしている。北大東島で 1936 年におこなわれた深層ボーリングでは、深さ 431.7 m まで炭酸塩岩であることが明らかにされた [20]。大東隆起環礁は「日本の地質百選」に選ばれている。

⁴⁹筆者が大学院生のとき、先輩から「サンゴ礁には 3 つのアップがある」と教えられた。島の沈降に合わせてサンゴ礁が成長して海面下すれすれを維持している keep up, サンゴ礁が海面上に出てしまった catch up. そして溺れてしまったサンゴ礁 give up. 出典を探してみたけど見つけられなかった。出典を知っている人がいたら教えてください。

いのは、ネタ切れだからである。マウイ島 (Maui) やカウアイ島など、ハワイ諸島にはまだまだ見所があるのだが、筆者はまだ行ったことがない。機会があれば行ってみたい (火山見学案内を書いてみたい) と思っているので、マウイ島やカウアイ島でフィールドワークをする人がいたらぜひ声をかけて欲しいと思っている。

筆者は雑食なので、目的地は火山島でなくてもよい。サンゴ礁の島も好物である⁵⁰。本稿に出てきた⁵¹、ミッドウェー環礁、エニウェトク環礁⁵²、大東諸島、などなど、調査に行く人がいたら筆者を連れて行って欲しいと思う。

参考文献

[1] はしもとじょーじ, 2018, 遊星人, 27, 66.

⁵⁰筆者が大学院生のとき、キリスマスイ島 (Kiritimati) に地震計を設置する話があって、現地に行って地震計設置の手伝いをする人の募集があった。なにか用事があって見送ったのだが、行かなかったことをとても後悔している。キリスマスイ島は、ハワイ諸島とほぼ同じ経度にあるが、標準時は UTC+14 を採用している (ハワイ諸島は UTC-10)。UTC+14 の採用は、キリバス共和国の領土が日付変更線をまたいで散らばっており、国の東西で日付が変わらないようにするためのものである (結果として、キリスマスイ島は世界で最も早く新しい一日が始まる場所となった)。

⁵¹エニウェトク環礁と大東諸島がどこに出てきたかわからない人は、脚注を調べてみよう。

⁵²エニウェトク環礁はビキニ環礁 (Bikini Atoll) の隣にある。ビキニ環礁は世界遺産にも登録されている有名な核実験場 (水着のビキニはその破壊的威力を原子爆弾になぞらえて命名された) であるが、エニウェトク環礁もまた核実験場であり世界で最初の水素爆弾の実験がおこなわれた場所として知られている。核実験をおこなったアメリカ政府は実験終了後に島の除染をおこなったが、放射能汚染のレベルは高いままになっている。国際原子力機関 (IAEA) が 1998 年に出した報告書は、ビキニ環礁について「現状の放射能汚染の状況は永住に適さない」としている。また、エニウェトク環礁に建設されたルニット・ドーム (Runit Dome) は、放射能汚染物質をコンクリートで固めて格納しているのだが、コンクリートの劣化によりプルトニウムなど放射性物質の漏出が懸念されている。エニウェトクは無邪気に行きたいと言ってよい場所ではないのかもしれない。[19] によると“ビキニ (Bikini)”ではなく“ピキンニ (Pikinni)”であるらしい。

- [2] はしもとじょーじ, 2018, 遊星人, 27, 246.
- [3] Hawaiian Volcano Observatory, U.S. Geological Survey, Volcano Watch, https://volcanoes.usgs.gov/observatories/hvo/hvo_volcano_watch.html
- [4] Kilauea, Tilt and GPS Deformation Data, https://volcanoes.usgs.gov/volcanoes/kilauea/monitoring_deformation.html
- [5] Hawaii Volcanoes National Park, <https://www.nps.gov/havo/index.htm>
- [6] 中村一明, 1978, 火山の話, 岩波新書, 228p.
- [7] Volcano World, <http://volcano.oregonstate.edu>
- [8] Kumagai, H., et al., 2001, Science, 293, 687.
- [9] Poland, M.P., et al. eds., 2014, US Geol. Surv. Prof. Paper 1801, 428p., <http://dx.doi.org/10.3133/pp1801>
- [10] 武藤大介, 2017, 験震時報, 81, 1.
- [11] トーマス・トウェイツ (著), 村井理子 (訳), 2015, ゼロからトースターを作ってみた結果, 新潮文庫, 211p.
- [12] Ladd, H.S., et al., 1970, US Geol. Surv. Prof. Paper 680-A, 29p., <http://dx.doi.org/10.3133/pp680A>
- [13] Turcotte, D.L., G. Schubert, 2002, Geodynamics 2nd ed., Cambridge Univ. Press, 456p.
- [14] Caplan-Auerbach, J., et al., 2000, JGR, 105, 2679.
- [15] Grigg, R.W., 1997 Coral Reefs, 16, S33.
- [16] Ferrier, K.L., 2013, GSA Bulletin, 125, 1146.
- [17] 藤原治 ほか, 1999, サイクル機構技報, 5, 85.
- [18] 本川達雄, サンゴとサンゴ礁のはなしー南の海のふしぎな生態系, 中公新書, 273p.

- [19] Clouard, V., and A. Bonneville, (2004) [http://www.mantleplumes.org/
WebDocuments/PacificSeamountAges.pdf](http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/PacificSeamountAges.pdf)
- [20] 井龍康文, 2013, 地学雑誌, 122, 2号, p.iii.

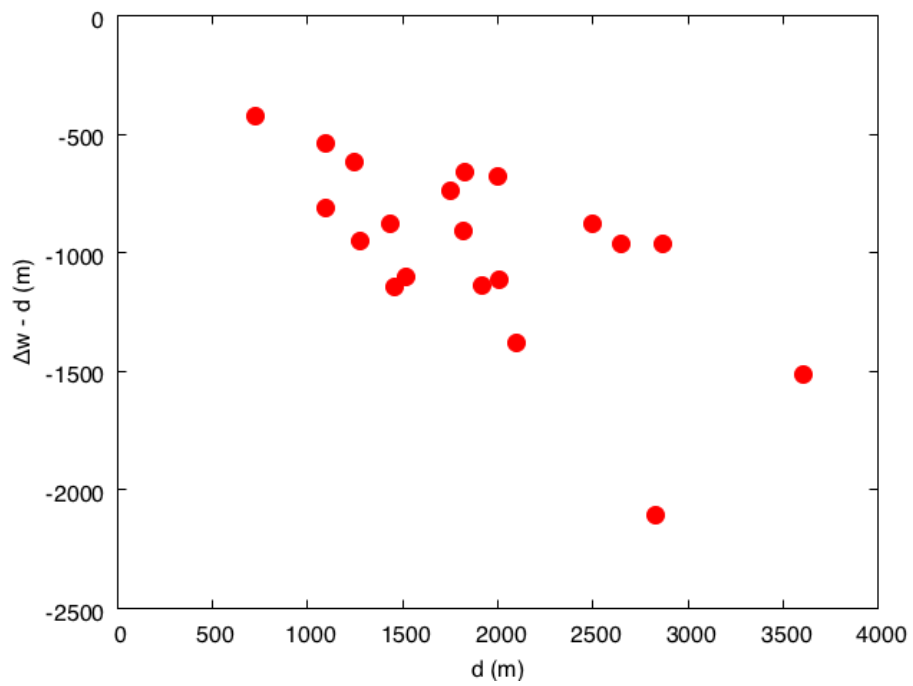


図 1: 天皇海山におけるギョー頂部の水深. 横軸は海底地形に基づいて推定したギョー頂部の水深 (d), 縦軸は海洋底の冷却モデルから計算されるギョー頂部の水深 (Δw) と海底地形に基づいて推定したギョー頂部の水深 (d) との差. 海底地形と年代に関するデータは [14] を使用.

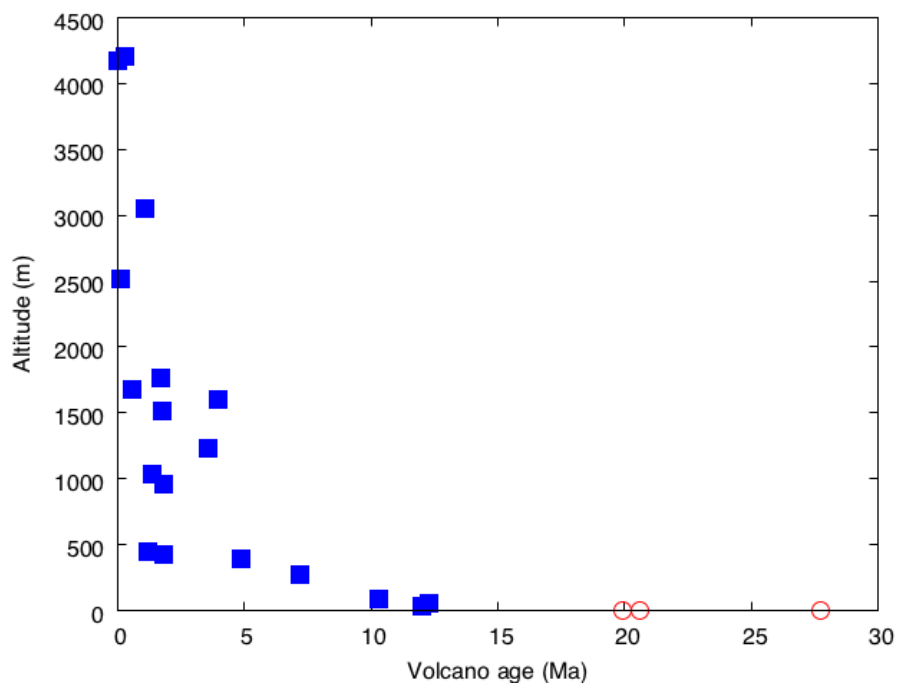


図 2: ハワイ諸島および北西ハワイ諸島における火山の標高と噴火年代. データは [9] と [14] を使用. 四角は火山岩が地表に出ているもの, 丸は地表がサンゴ礁で覆われていて火山は海面下にあるものを標高 0 m として描いた.