

4. 富士山周辺地域

—首都圏や東西交通に大きな影響を及ぼす火山

1. 地域土地環境

富士山は日本で飛びぬけて高い標高(3,776 m)の大型成層火山です。その噴火活動の影響は、ほぼ山によって囲まれている山体・山麓域(直径40 km)を越えて広域に、とくに偏西風の風下側(首都圏のある東側)に遠くまで及び、大きな被害をもたらす恐れがあります(図1)。

山体の体積は500 km³を超え、日本の他の成層火山の平均体積40 km³の10倍以上という巨大さです。体積が大きいということは、マグマ供給の速度および量が大きいことを示しますが、これもまた危険を大きくする要因です。

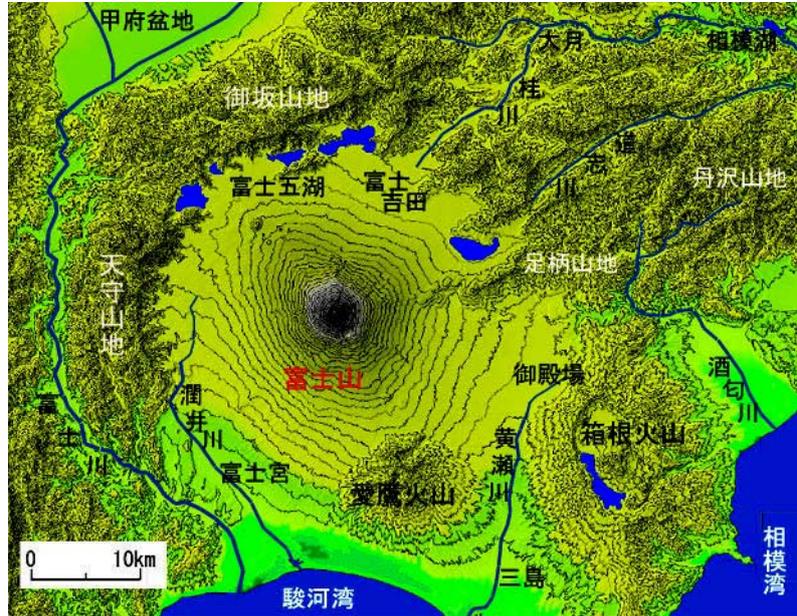


図1 富士山および周辺地域の地形

富士山は、ユーラシア・北米・フィリピン海の3プレートが1箇所で接しあう地点(三重点)にあり、さらにその下方には太平洋プレートが沈み込んでいるという、複雑な地下構造のところに位置します。富士・箱根火山は、本州東方の日本海溝から沈みこんでくる太平洋プレートの深さが100 kmを超えて、温度・圧力条件からマグマが形成されやすい状態になったために地上に出現したのですが、富士山のような非常に大型の火山が成長したのは、プレート三重点にありマグマが上昇しやすい地下構造がつけられているためと推定されます。

フィリピン海プレートも密度の大きい海洋プレートであって北に向け沈み込みを行っています。その深さは富士山のところで10 kmほどとまだ浅いので、マグマを生成するには至っていません。伊豆半島はフィリピン海プレートに乗り北上してきた南海の火山島ですが、これは軽いので沈み込むことなく本州島にまともに衝突して、楔状に食い込んでいます。富士山はこの楔の頂点付近にあります。沈み込みの境界である楔の側面は、巨大地震を周期的に起こす相模トラフと駿河トラフ、およびその延長の陸上活断層帯です。このプレート沈み込みおよび伊豆陸塊の衝突によって、御坂山地および天守山地は、富士山を取り囲むように湾曲し、丹沢山地はドーム状に隆起しています。

体積500 km³という巨大山体による大きな荷重によって、基盤は少し沈降しています。御坂山地など周囲の山地縁がリング状であるのには、この沈降も関係しているでしょう。北面では富士五湖が周辺山地に接して分布しますが、これらは沈降による低所を富士噴出物が閉ざしたために出現したものです。山中湖を除く4湖は、流出河川をもたない閉塞湖なので水位変動が大きく、降水・湧水の流入量が多いと氾濫します。年2,500 mmを超えるという多量の降水のほぼ総ては浸透するので、山体中の地下水賦存量は多く、50～100年かけて山麓に湧出してきます。

富士は古から信仰の対象となり、その8合目以上の大半は富士本宮の境内となっています。富士の水は噴火を鎮めるものとして信仰の対象にもなり、湧水群の多い富士宮は浅間大社の本宮の地となって、古代から門前町として栄えてきました。現在の人口は13万人です。噴火の危険が大きい山麓域の大きな街には他に、東麓の御殿場(人口9万)、北東麓の富士吉田(人口5万)があります。

富士周辺には日本の東西をつなぐ幹線道路・鉄道が走っており、噴火によるそれらの機能障害は、大きな社会経済的影響をもたらします。

2. 噴火履歴

富士山体の内部には、前身である小御岳火山があり、その上に成長した古期富士および新規富士が重なっています。均整な円錐形で標高の高い火山に成長したのは、中心火口の位置がほとんど変わらなかったために噴出物がそれを中心にして積みあがったからです。小御岳形成後の古期富士の活動は、およそ10万年前から始まり約8千年前まで続きました。この間にテフラ（火山灰・軽石・火山礫など噴き上げられた火山碎屑物の総称）を噴出する爆発的噴火が、100～200年に1回というかなり大きな頻度で起こったことが、東麓（風下側）の厚い堆積層中に1,000枚ものスコリア層が認められることから推定されます。

火口から噴出するのはテフラだけでなく溶岩流もあり、火山体はこれらの多数の重なりで構成され、成層火山をつくりあげました。ただし富士山で特徴的なことは、マグマ化学組成が、爆発的噴火は少なく溶岩溢れ出しの噴火が多いという玄武岩質であることです。玄武岩質マグマは高温・低粘性で、火口から噴出する以前に気体成分が分離しガスとなって放出されるので、火口からは溶岩流として流れ出すことが多いのです。富士山ではマグマ上昇速度が速くて、脱ガスが行われる前に火口にまで達して爆発的に噴出してしまうことが考えられます。

ほぼ10万年前以降の時期は最終の氷河期でした。寒冷のピークは1.8万年前にあり、雪線高度（氷の蓄積と消耗とが均衡する高度）は2,600m付近にまで低下し（現在はおよそ4,200m）、富士山はアイスクラップに覆われていました。この寒冷ピーク前後の2.5万～1万年前の時期には大規模な火山泥流が多数発生し、北面や南面の谷を埋めました。山体を覆う氷雪が噴火の熱により大量に融かされ、噴出したスコリアと混じって流動性を増して遠方にまで流れ下ったのです。1.5万年前の古富士泥流は相模川沿いに70km離れた相模平野にまで達しました。厚い氷雪下にある火口から出てきた溶岩が、急速冷却で破碎され碎屑物となって空中に噴出することも起こったと考えられます。

1.1万年～8千年前には、大量の溶岩流出が生じました、これは古期溶岩流と呼ばれているもので（図2）、長距離を流れたものには、相模川を30km流れた猿橋溶岩流、黄瀬川を25km流下した三島溶岩流などがあります。富士山麓に多数ある湧泉は、この古期溶岩流の先端部に出現しています。三島湧泉群、富士宮浅間神社湧泉群、白糸の滝、忍野八海湧泉群などがよく知られています。溶岩流には溶岩トンネルや割れ目などの空隙が多くて、地下水流動の通路になりやすいのです。年降水量は山体上部で3,000mmを超え、降水の総量は年22億トンになります。谷はすべて潤谷で降水のほとんど総ては地下水となり、1m/日の平均速度で流動して、50～100年かけて山麓に湧出しています。

8千年前からのおよそ3千年間は噴火活動が非常に低下した静穏期でした。これは東麓の堆積層中にある厚い腐植土（黒ボク

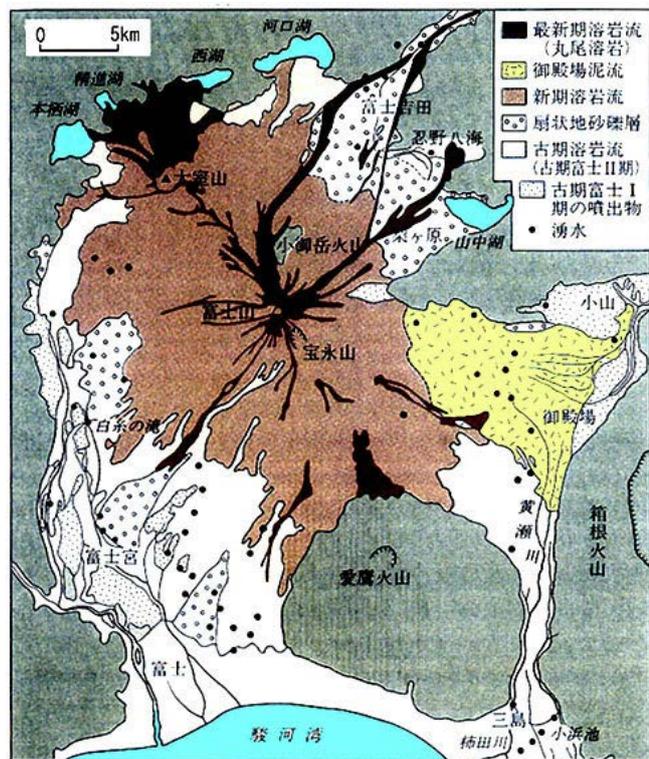


図2 富士山の表層地質(町田ほか, 2005)

土)層の存在から、植生が繁茂し腐植となるに十分な長い静穏時期があったと推定されることによるものです。噴火静穏期には侵食が卓越し、運搬岩屑が山麓を覆って堆積しました。この扇状地堆積層は北東麓や南西麓などに広く分布します(図2)。

古富士火山は山体の大部分を構成しており、5千年前以降の新富士火山の噴出物(総量8km³)は、その上を200~400m程度の厚さで覆っている程度です。5千年前以降噴火は活発になり、3千年前までの時期には大量の溶岩が流出しました。これが現在の山体の大部分を覆う新期溶岩流です。東麓には2300年(2900年?)前に形成された御殿場岩屑なだれの堆積層があります。これは富士山頂部が大規模に崩壊し、大量の岩屑が巨大土石流(岩屑なだれ)となって流下・堆積したものです。この御殿場岩屑なだれは酒匂川を相模湾まで、黄瀬川を駿河湾まで流れ出しました。不安定な内部構造の成層火山では、このような巨大崩壊と岩屑なだれは何度も起こる現象で、周辺の広域に大災害をもたらしています。

富士山噴火の最古の文書記録は奈良時代の天応元年(781年)にあり、以降13回の噴火記録が残っています。その大きなものには862年の貞観噴火と1707年の宝永噴火があります。貞観噴火では、北西山腹の側火山・大室山から大量の溶岩が流出して北西麓を埋め、青木ヶ原の溶岩原をつくりました(図3)。宝永噴火は南東山腹を火口とした爆発的噴火で、その火山灰は江戸で5cmほどの厚さに堆積しました。最近2千年間は山腹で噴火が起こっていて、山頂噴火はほとんどありません。

3. 降灰被害

関東地方は、火山灰が風化した地層であるローム層で覆われています。北部は赤城・榛名・男体など北方の火山がその主な給源ですが、南部は箱根と富士の両火山の噴出物が飛来し堆積したものです。箱根火山は50万年前から活動しており、ロームの主要な供給源になっています(図4)。

日本の上空には常時偏西風が吹いているので、高く噴き上がった噴出物はそれに運ばれて、火山の東方に堆積します。富士火山の噴出物は、相模平野で10~15mほどの厚さに堆積しています。富士火山の爆発的噴火は、古富士期に200年に1回程度、新富士期には500年に1回ほどの頻度で起こっており、その都度関東平野は火山灰で覆われ、古い遺跡・遺物はその中から発掘されます。

最後の爆発的噴火は1707年の宝永噴火

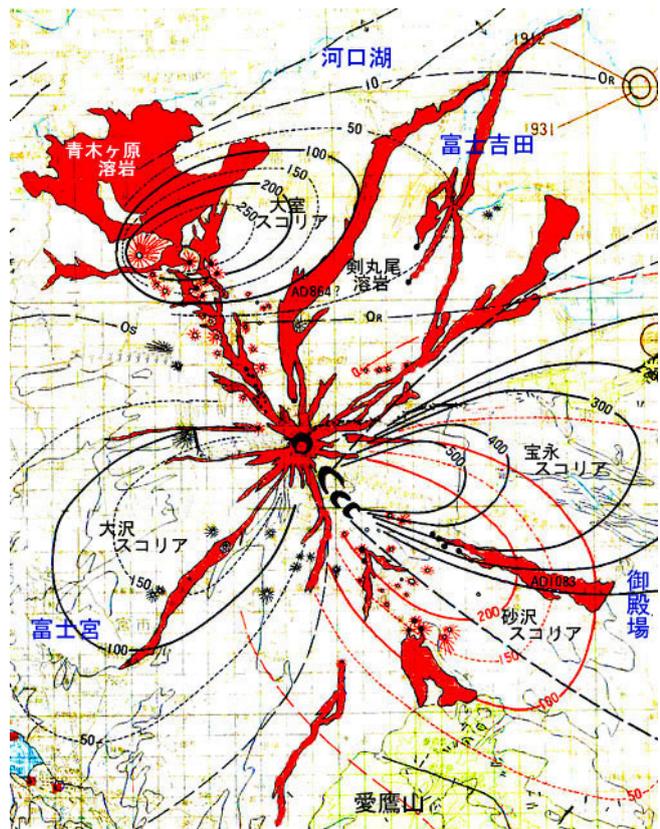


図3 過去2千年間の噴火活動(国土庁, 1983)



図4 富士テラフ(火山灰・火山礫)の分布(町田ほか, 2005) 赤実線は完新世のテラフ, 黄破線は更新世のテラフの等厚線

です。噴出物の総量は 0.7 km^3 で、これは大規模噴火(爆発指数 4)に分類される規模の爆発的噴火です。噴火は2週間続き、火山灰・火山礫の堆積は、東麓の御殿場で2~3 m、江戸で2~5 cm ほどでした(図5)。江戸では降灰のため昼間でも薄暗くなり、明かりを灯さねばならないほどでした。厚さ5 cm の降灰があると、現代社会ではさまざまな混乱・障害・被害が大規模に発生します。

被害・障害の程度は、降灰の厚さによりほぼ決まります。また、降雨の有無も関係します。雨水を含むと重くなり付着力もまた増すからです。以下は、国内外の降灰災害事例(数は多くない)から得られたおおよその傾向です。

厚さがおよそ50 cm を超えると木造家屋の全壊が生じます。高温の場合には火災になります。水を含むと密度が1.5倍ほどになるので、降雨がある場合、全壊は30 cm を超えると起こり始めます。火山灰の吸い込みなどによりなんらかの健康障害が起こりはじめるのは、降灰厚さおよそ2 cm です。ただし、慢性的な呼吸器疾患のある人では、1 mm 程度でも悪化の可能性があります。道路の火山灰除去がない場合には厚さ0.5 cm になるとほぼ通行不能になり、降灰速度が5 cm/日を超えると除灰作業は追いつくことができなくなって、通行不能になります。厚さ2 mm 程度の降灰のときでも、視界不良により徐行運転を余儀なくされます。なお、航空機では大気中に火山灰が浮遊している状態であれば、エンジンに重大なトラブルが生じる恐れがあるので運行中止です。降雨があり厚さ1 cm 以上では、火山灰付着により停電が発生します。水道給水の場合、5 mm ほどになると水質が大きく低下し、1 cm にもなると浄水場の機能に障害が起こり取水停止になります。農作物への被害については、畑作物で2 cm 以上、稲作で1 cm 以上で、1年間は収穫不能となります。雨水を含んで葉や幹に固着すると折損・倒伏が生じるので、影響はより大きくなります。森林では1 cm を超えると被害が発生し、10 cm で幹折れなどの潰滅被害が生じます。

大量の火山灰が成層圏に噴き上げ地球を周回して日射を妨げると、世界の気温を低下させ、冷夏などによる災害を引き起こします。100万人を超える死者をだした天明の大冷害・大飢饉は、1783年の浅間山噴火が一因になったとされています。

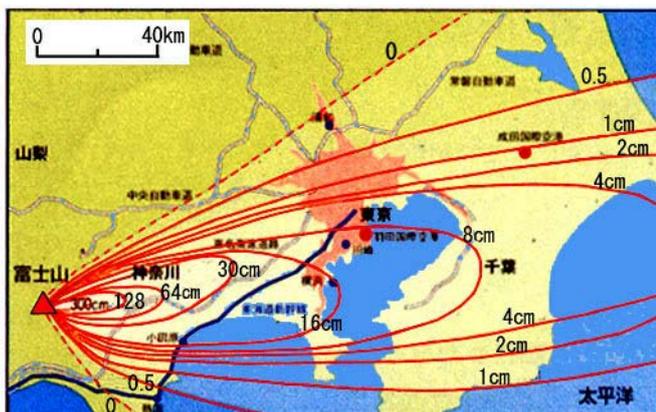


図5 宝永噴火による火山灰の堆積深(内閣府資料)

4. 火山泥流

火山から遠く離れたところにまで到達して被害を及ぼすことのある災害事象に火山泥流があります。これは一般の土石流と同じ土砂・岩屑・水の混合体の流れですが、細かい火山灰を多量に含むので流動性が大きくて、高速で長距離を流れます。噴出した高温火砕物が山体を覆う氷雪を融かすと、泥流の規模が大きくなります。富士山に氷河があったと推定される1.5万年前に生じた古富士泥流は、桂川・相模川を70 km 流れて相模原市付近にまで達しました(図6)。泥流は谷底・河道内を流れるので、

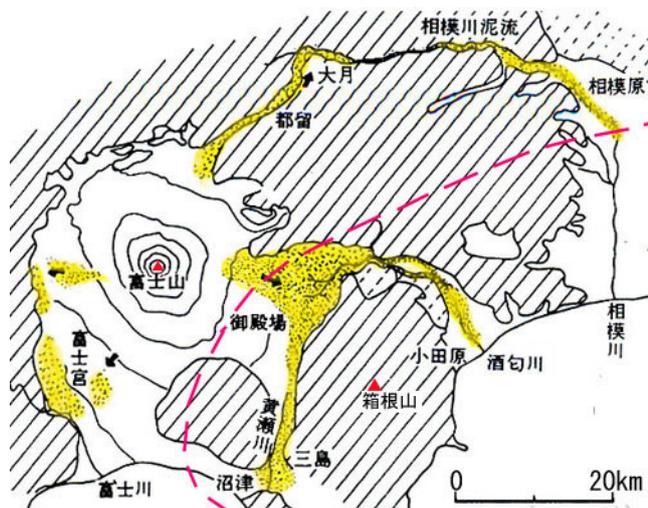


図6 富士火山起源の岩屑流・泥流(後期更新世以降)
赤鎖線は6万年前の火砕流の到達範囲(町田ほか, 2005)

その危険域は地形により限定されます。平野に流れ出してきた泥流は河床を上昇させるので、噴火後の数十年にわたり洪水が頻繁に発生します。

南米・コロンビアにあるネバドデルルス火山(5,399 m)の1985年噴火では、山頂部を覆う氷河が火砕流により融解して大規模な泥流が発生し、狭い谷底低地内を山頂から80 km離れた地点(標高差5,200 m)まで流下しました。火口から45 km離れたところにあった人口3万のアルメロ市街は、泥流により全域が埋められ、ここだけで2.1万人の死者をだしました。標高差は5,000 mで、山頂を見通す角度は6.3°になりますが、富士山においてこれに相当する地点は、30 km離れた大月、三島、富士川河口などになります。

新しい火山灰堆積層は透水性が小さく、また植被が少ないので、強い雨があるとすぐに表面流が生じて堆積物を取り込み、泥流にまで発展します。富士の山腹・山麓に多数ある浅い涸れ谷では、融雪と降雨による土石流がたびたび発生し、雪代とよばれています。発生が多いのは積雪がまだ多い4～5月です。その大部分は標高1,000 mぐらいのところまで止っていますが、ときに遠くまで流れることがあります。絶えず発生する崩落・落石によって多量の岩屑が堆積している大沢において、1972年5月に発生した雪代の土砂は、潤井川を通過して駿河湾の田子ノ浦港にまで流れました。

火砕物を遠方にまで運ぶ非常に危険な災害事象に、噴煙柱崩壊型と呼ばれる大規模火砕流があります。多量の火砕物を含む噴煙柱が、一旦噴き上がったもののオーバーロードのため失速して崩れ落ちると、大規模で厚みの大きい火砕流となって山を乗り越え周辺に広がります。大量の火砕物が抜け出したことで山体は陥没し、カルデラが形成されます。約6万年前の箱根カルデラの噴火による火砕流は60 km離れた横浜西部にまで到達しました(図6)。なお、7万年前の阿蘇火砕流は180 kmの遠方にまで到達しています。火砕流に襲われた地域は完全な破壊を受けます。富士山はまだ形成初期なので、このようなカルデラ噴火はまだ起きるステージに達していないとも考えられています。

5. 山体崩壊・岩屑なだれ

富士山のような成層火山は、非常に不安定な内部構造をもっているため、数十万年は続くその一生の間に、山容が一変するような巨大規模の崩壊(山体崩壊)を何度も起こします。巨大崩壊の跡地(ほとんどが馬蹄形状)はその後の噴出物に埋められやがて消失しますが、生産された大量岩屑は山麓に堆積して長期間残存し、その事象を長く記録にとどめています。

成層火山は溶岩層とスコリア層が山体傾斜の方向に平行に非常に多数枚も積み重なってできています。山体上部では、降下してきて積みあがったスコリアが斜面上を転落して安定勾配(30°よりすこし大)の斜面をつくり、その上を火口から流れ出た溶岩が覆う、ということを繰り返して、直線状プロファイルの斜面が形成されます。この勾配は安定限界に近くて流れ盤構造(地層の傾斜が斜面傾斜方向と同じ)なので、容易に崩壊を起こします。富士山では標高およそ2,300 m(五合目付近)までが傾斜角約30度の直線斜面状の山体上部であり、その下方は明瞭な変曲点を境にし、勾配がしだいに緩くなって大きく裾をひく指数曲線的斜面になっています。

約2300年前に山体上部の東面が大崩壊し、流下した大量岩屑が東麓の御殿場付近に堆積しました。生産された岩屑量は1.4 km³と推定されています。これは1888年の磐梯山北面(裏磐梯)の山体崩壊と同じ量であり、同じ規模の馬蹄形カルデラが富士山でも出現したはずですが、現在ではその痕跡は全くありません。同じく2300年前に山体崩壊を起こした鳥海山の馬蹄形カルデラは、かなり噴出物で埋められてはいるものの、全く明瞭に残っています。このことは富士山の噴出物生産速度がかなり大きいことを示します。

富士山では、不確かなものも含めて、南西面で5回、北東面で3回、東面で4回の計12回の山体崩壊が起きたとされています。岩屑なだれは、流れ山と呼ばれるやや細長い半球状の小丘を、その堆積面上につくるので、それと判別されます。

岩屑量が立方 km で示される規模になると、流下する岩屑なだれの厚さは 100 m を超えるので、その流れを動かす駆動力は非常に大きくなって流動性を増すような状態になり、流下の高度差の 5 ～ 10 倍の距離のところまで到達します。御殿場岩屑なだれは 40 km ほど離れた相模湾や駿河湾にまで達しています(図 6)。標高の大きい富士山における岩屑なだれは、長距離流れ下って広域に被害をもたらします。

富士山の等高線は北西－南東方向を長軸とする長円状で、側火山は北西部と南東部に集中しています(図 7)。このことからこの軸方向に伸びる板状火道があり、およそ 20 km の深さにあるマグマ溜りから上昇してきたマグマがその火道で固化していると推定されます。山体の傾斜はこの軸の側面方向で急になり、その結果として北東面には吉田大沢が、南西面には大沢が発達しています。したがって山体崩壊は北東面あるいは南西面で起きやすいと考えられます。この山麓には富士宮や富士吉田の市街があります。

岩屑なだれが南に向け流れた場合、30 km 離れた駿河湾にかなりの量の岩屑が流入して、津波を引き起こすおそれがあります。1792 年の雲仙岳・眉山の山体崩壊 (0.34 km³) では、有明海に突入した岩屑なだれが対岸の肥後に最大 24 m の津波を起こし、2.5 万人の死者を出しています。駿河湾の沿岸には、静岡・清水、沼津、焼津などの大きな市街が、低い海岸低地あります。

6. 地震

富士山地域には、フィリピン海プレートが沈み込んでいるので海溝型巨大地震の震源域に近接しており、また、伊豆陸塊の衝突も加わって活動的な陸域活断層があります。相模トラフでは 1923 年に大正関東地震が起こっているのです、すくなくともここ 100 年ぐらいは大きな地震がないとされます。駿河トラフでは前回の安政東海地震 (M8.4) から平均間隔を 40 年も超過する 160 年が経過していて、いつ起こってもおかしくない状態にあります。現在では相模トラフを含む南海トラフの全域が同時に活動して M9 クラスの超巨大地震がおこる可能性が指摘され、それが 30 年以内に発生する確率は 60% 程度とされています。その場合に富士山地域は、震度 6 強の揺れに見舞われます。この強震動によりマグマ溜り

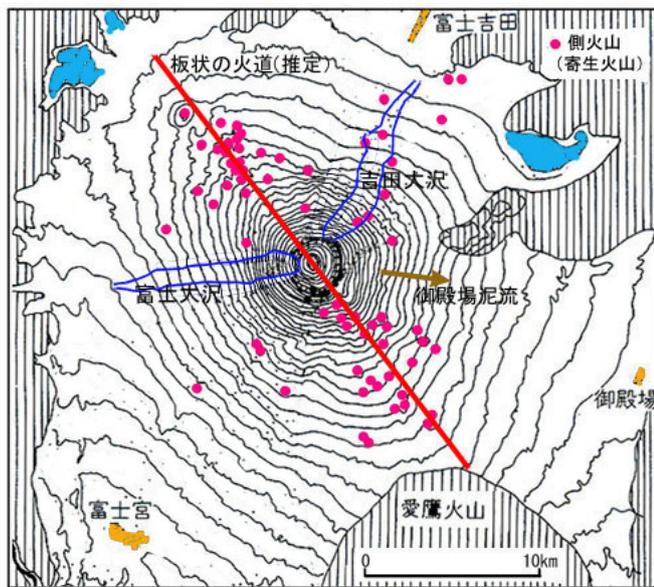


図 7 富士火山体の構造



図 8 富士山周辺の活断層

- ①：神縄・国府津 - 松田断層帯
- ②：北伊豆断層帯
- ③：富士川河口断層帯
- ④：曾根丘陵断層帯
- ⑤：伊勢原断層

に加わる圧力が変化して、富士山で噴火が起こる可能性があります。1707年の宝永噴火は、宝永地震(M8.6)の50日後に発生しており、噴火と地震との因果関係が指摘されています。

相模トラフの延長上にある神縄・国府津－松田断層は非常に活動的で、今後30年以内に地震(M7.5)が起こる確率が0.2～16%と評価されています。この大きい方の確率は日本の活断層の中で最大です。駿河トラフの延長ともいえる富士川河口断層帯の30年確率も大きくて0.2～11%とされています。甲府盆地南縁の曾根丘陵断層帯の30年確率は1%、北伊豆断層および伊勢原断層の30年確率はほぼ0%です。

火山地帯の地下は比較的高温なので、マグマ活動による火山性地震以外の構造性地震はほとんど起こりません。富士山東方の足柄・丹沢山地では、フィリピン海プレートの沈み込みに関するM6～7規模地震がかなりの頻度で起こっています。1924年には足柄山地南縁で、関東地震の余震とされるM7.3の強い地震が起こり、死者13、住家全壊561棟などの被害が生じました。

国土庁土地局(1983)：土地保全図22，静岡県。

町田ほか編(2005)：日本の地形 中部。東大出版会

中村ほか編(1987)：日本の自然1，火山と地震の国。岩波書店。

野上ほか編(1994)：日本の自然 地域編4，中部。岩波書店。

防災基礎講座：地域災害環境編

http://dil.bosai.go.jp/workshop/06kouza_kankyo/

公開：平成 28 年 10 月

国立研究開発法人 防災科学技術研究所 自然災害情報室

文責：水谷武司(客員研究員)