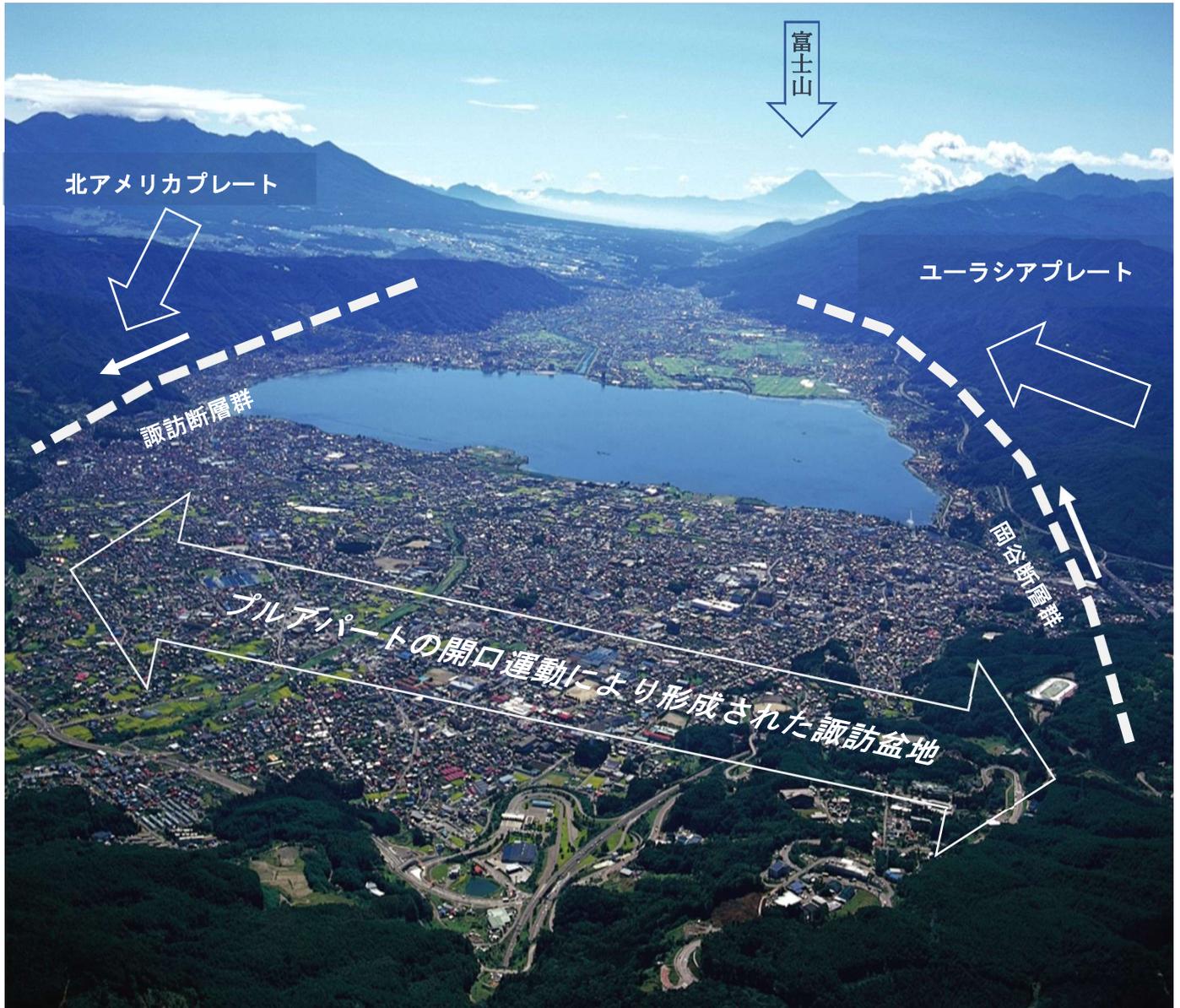


諏訪のことをもっと知ろう

諏訪の大地誕生



令和7年1月

諏訪湖クラブ

長野県/地域発 元気づくり支援金事業

ご挨拶

諏訪湖クラブ会長 沖野外輝夫

平成31年に発足した諏訪湖創生ビジョン推進会議は20年後を目標とする諏訪湖の姿を描きつつ、その姿を達成するためのプログラムを提示しています。その一つに学習という項目があり、諏訪湖クラブではその具体的な行動として諏訪湖に関わる自然と社会の基礎的なテキストの編集、発行を行うこととしました。その第1号に当たる冊子が「散歩しながら 諏訪湖に学ぶ」です。

その後、この冊子で紹介した核となる項目について、より詳しい内容での冊子作製を続け、「諏訪湖の水生植物」、「おおわしグルの記録」、「天竜川釜口水門」などが完成し、諏訪湖流域の6市町村の各種教育機関を通して配布されています。

その続編として発行された1冊が本冊子「諏訪の大地誕生」です。著者は諏訪教育会の重鎮でもある元岡谷市教育長の北澤和男さんです。

北澤さんのご専門は地質学。学生時代の「霧ヶ峰火山の研究」を契機に研究生活に入られ、県内小・中学校に勤務されてから今日まで、日本地質学会等の会員として研鑽を積みながら研究を続けてこられました。そして教職の後半には、学校教育の推進にあたり県・諏訪校長会をリードされ、平成7年に文部大臣より教育振興功労表彰を受けられました。学校現場を離れてからも岡谷市教育長として教育の進展に寄与し、平成21年には文部科学大臣より地方教育行政功労表彰を、平成22年秋の叙勲で瑞宝双光章を授与されたことは誰しもが知るところです。こうした中でも地質露頭調査と岩石分析、そしてその結果報告にも力を注がれ、また地域要望を受けて生涯学習講義にも努められていることは敬服に値することです。

今回の本冊子執筆について快くお引き受けいただき、日頃の研究で得られた専門的知識を多くの人に分け隔てなく開示していただきました。心から感謝の意を表させていただきます。

本書は諏訪湖を知る上でもっとも基本的な事項に溢れたものであり、読者にとって貴重な教科書となることを確信しています。

目次

はじめに	…p2
1. 諏訪の基盤岩の「ふるさと」と「日本列島の誕生」は？	…p2
2. “中央構造線”はいつ頃どこで形成されたの？	…p3
3. “フォッサマグナ”はどのように形成されてきたの？	…p5
4. “諏訪の火山活動”はどのように変遷してきたの？	…p9
(1)塩嶺火山岩類 (2)霧ヶ峰火山群 (3)八柱火山群 (4)八ヶ岳火山群	
5. “諏訪盆地・諏訪湖”は「いつから、どのように」形成されてきたの？	…p16
6. 盆地周辺の新しい活断層は？	…p19
おわりに	…p23

はじめに

塩嶺峠や高ボッチ山から一望される諏訪の大地は、盆地を囲んで東の霧ヶ峰・八ヶ岳、西の守屋山・入笠山・南アルプス、そして盆地中央の南方に富士山が位置しています。この素晴らしい眺望の諏訪の大地には、どのような大地誕生のドラマが潜んでいるのでしょうか。

諏訪盆地は、フォッサマグナの西縁で中央構造線と糸魚川-静岡構造線(「糸-静線」と略称)が交差する位置にあります。そして、糸-静線の断層活動などの地殻変動によって地盤がずれて引き裂かれて開き、沈降してできた盆地と考えられています。

諏訪の大地誕生の歴史は、盆地と周辺山地の岩石・地層・地形に刻まれているのです。

1. 諏訪の基盤岩の「ふるさと」と「日本列島の誕生」は？

(1) 諏訪の基盤岩類の「ふるさと」

諏訪の大地をつくる基盤岩は、諏訪を通る糸魚川-静岡構造線(糸-静線)断層帯のおもに西側に分布する古い地層の「付加体変成岩類」です。

この付加体変成岩類は、数 1,000 万年以上前に海洋プレートが海溝で大陸プレートの下に沈み込む時に、海洋プレートに乗って移動してきた 1 億年以上前の石灰岩やチャートなどの堆積物と海溝堆積物とが、大陸プレートに付け加わり大陸の一部になった岩石と考えられています。(図-1)

約 3,000 万年前頃から、アジア大陸の東縁で地下の火成活動による熱いマンテルルームの上昇流が発生し、付加体変成岩類と大陸塊の一部はアジア大陸の大地から切り離されました。

切り離された付加体・大陸塊の裂開地塊と大陸大地との間には、北東-南西方向の細長くぼ地の地溝帯ができ、やがてここに海水が入り込み浅海が生まれたと考えられています。

約 1,600~1,500 万年前頃にかけて、大陸から切り離された裂開地塊は東に移動し、裂開地塊と大陸の間の浅海が広がり“日本海”になりました。そして、東に移動してきた裂開地塊が日本列島になったといわれています。

日本列島・諏訪の基盤岩の“ふるさと”はアジア大陸東縁だったということです。

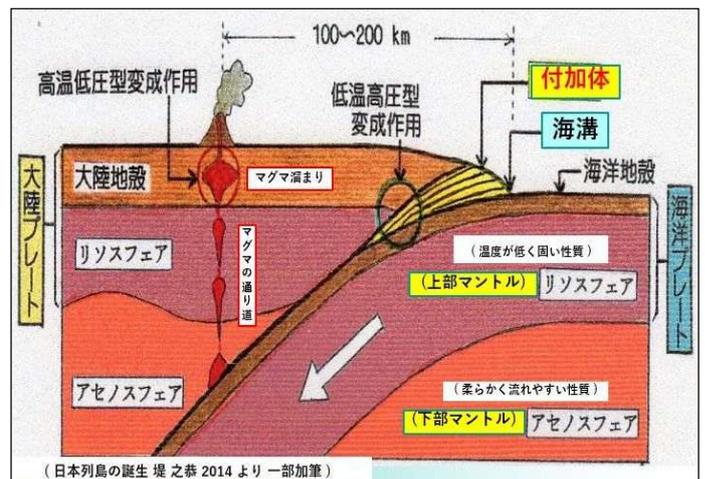


図-1 付加体変成岩の形成位置

(2) 日本列島の誕生

日本列島の誕生には、いくつかの考えがありますが、次の2説を記します。

- ① **観音開き説**：日本列島の古い堆積岩の古地磁気測定により、東北日本は反時計回りに25°回転し、西南日本は時計回りに45°回転して現在の形になったという説です。(図-2)
- ② **押し出し説**：日本海の海底に分布する裂開地塊を組み合わせ、巨大断層により押し出されて形成されたという説です。(図-3)



図-2 「観音開き説」

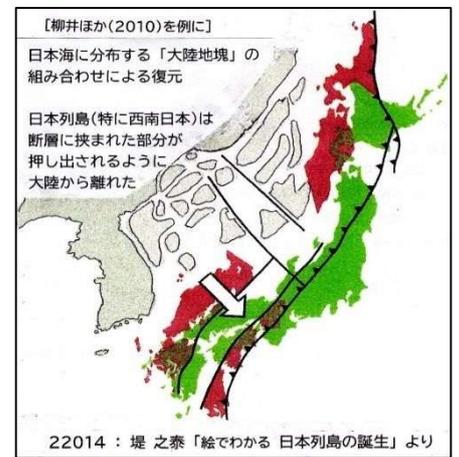


図-3 「押し出し説」

2. “中央構造線”はいつ頃どこで形成されたの？

(1) 日本列島の基盤岩類と中央構造線

日本列島の基盤岩は、大陸から移動してきた大陸塊と付加体変成岩類によって形成されています。

そして、杖突峠南の高遠町松倉地籍から紀伊半島-四国のほぼ中央を縦断し九州東部へと続く大断層が「中央構造線」と呼ばれております。

(図-4)

この中央構造線の原形は、約1億年前頃にアジア大陸東縁部で、北北東-南南西方向のほぼ直線方向の断層として形成されたといわれています。その後の約7,000万年前頃の活動で、領家帯と三波川帯の変成岩が、北にゆるく傾斜した衝上断層として接して断層帯となったとされていますが、県内の三峰川から小渋川上流では領家帯山波川帯は高角度で接しています。現在この断層を「古中央構造線」と呼んでいます。

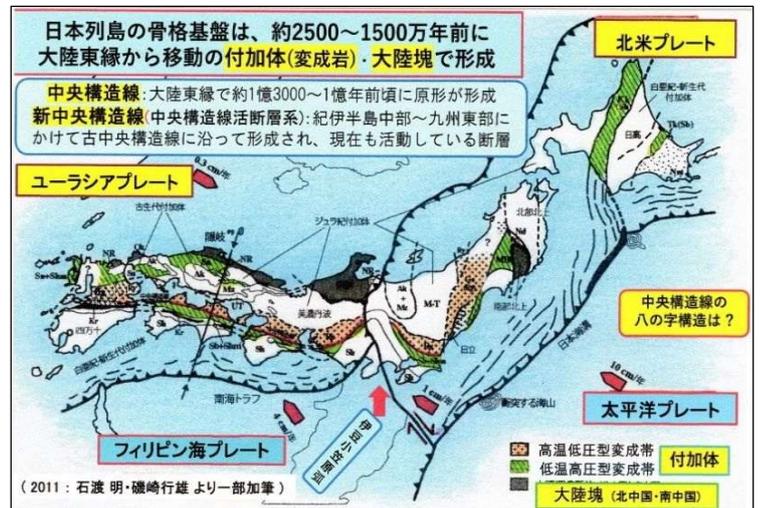


図-4 日本列島の骨格基盤岩類の付加体と大陸塊の分布

そして紀伊半島の中部から四国西部にかけては、古中央構造線にほぼ沿って約 250 万年前頃から始まった高角度の新しい右横ずれ活断層が各所で確認されております。

この断層は「新中央構造線(中央構造線活断層系)」と呼ばれ、現在も活動を続けている活断層です。

(2) 古中央構造線の「八の字構造(関東対曲構造)」の形成

大陸から裂開したばかりの地塊上の中央構造線は、ほぼ直線的であったと考えられていますが、現在の西南日本の古中央構造線は、伊勢湾から東部は北北東方向に曲がっています。

これは、フィリピン海プレートに乗った海洋地塊の伊豆-小笠原弧(図-4)の北上衝突により、西南日本東縁部の古中央構造線を含む付加体変成岩類が北北東方向への弓形変形“ねじまがり”が進んだものと考えられています。

この弓形変形した古中央構造線を含む西南日本東縁の突出部は、その後の伊豆-小笠原弧の北上衝突や糸-静岡線断層活動により、諏訪の杖突峠付近で切断されて東に移動し、右肩下がりの関東山地となり「八の字構造(関東対曲構造)」を形成したとされています。(図-5)

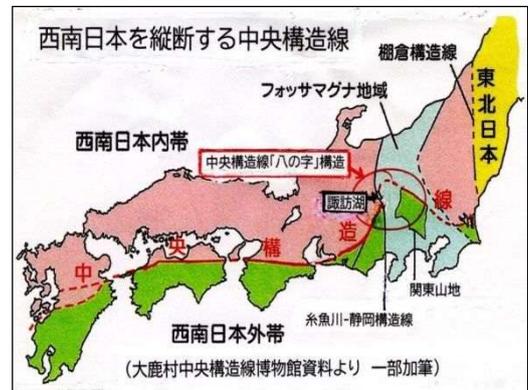


図-5 中央構造線の「八の字構造」

この北北東方向への「弓形変形」と、右肩下がりの「八の字構造」の形成は、古い地層の古地磁気データにより約 1,700~1,500 万年前までのある時期に始まった可能性が高いとされています(2018: 星 博幸)。

この構造は、約 600 万年前頃までに形成されたと考えられていますが、その形成時期にはいろいろな見解があります。

諏訪地域は、中央構造線「八の字構造」形成の曲がり角に位置しているのです。

(3) 諏訪の大地の基盤岩

諏訪の基盤岩は、おもに糸-静岡線西側に分布している付加体変成岩類です。そこでは古中央構造線を挟んで、できかたが異なる西の領家帯と東の波川帯の変成岩類が接しています。(図-6)



図-6 糸-静岡線西側の基盤岩類

古中央構造線の東側にゅうかさ かまなしさんちの入笠・釜無山地には、中生代ジュラ紀き ていおんこうあつへんせいがんの低温高压変成岩で三波川帯・秩父帯けつしやうへんがんの結晶片岩・緑色岩・蛇紋岩・粘板岩・砂岩・泥岩・チャート・千枚岩・石灰岩などが分布しています。

古中央構造線の西側には、中生代ジュラ紀～白亜紀はくあき こうおんていあつの高温低圧変成岩の領家帯変成岩類や花崗岩類が分布しております。この領家帯の粘板岩や変成岩類は、岡谷市川岸の天竜川右岸にも分布しています。

そして糸-静岡線東側の下諏訪町砥川左岸と岡谷市横河川上流には、三波川帯変成岩類の小岩体が分布しています。

これは、西南日本東縁部の三波川変成岩体が、糸-静岡線の断層活動により、杖突峠付近 A で切断された小岩体で、杖突峠から 8 km 離れた下諏訪町砥川左岸の B と、12 km 離れた岡谷市横河川上流の C に移動した小岩体と考えられています。(図-7)

このうち横河川上流の C では、三波川変成岩の蛇紋岩層が、ほぼ北-南方向の断層で放射状化石を含む公海性の黒色泥岩層と接しています。

この断層は、古中央構造線よりはるかに新しく、中新世前期中頃以降の断層と考えられています。

現在までに横河川地域には、「古中央構造線」の露頭は確認されておらず、今後の課題です。

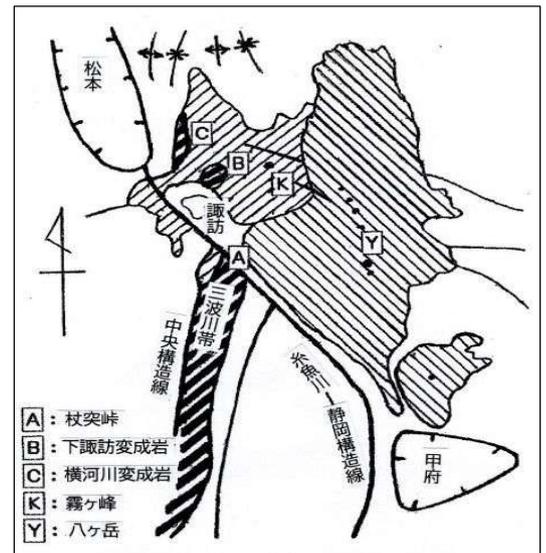


図-7 三波川帯の移動先 (2017:北澤和男)

3. “フォッサマグナ”は どのように形成されてきたの？

日本列島が誕生した約 1,500 万年前頃には、海底火山活動による緑色酸性火山岩(グリーンタフ)の活動が続いたとされています。そして、西南日本と東北日本との間が東西に引っ張られて裂開し、日本海と太平洋をつなぐ大地溝帯(後のフォッサマグナ)が生まれたと考えられています。

この大地溝帯の八ヶ岳以南の「南部フォッサマグナ」地域では、フィリピン海プレートに乗った南の海の地塊の北上衝突が繰り返されたとされています。

一方、八ヶ岳以北の「北部フォッサマグナ」地域では、海成の碎屑物(泥・砂・礫)の堆積が続きますが、約 900 万年前頃になると中央部の隆起活動により、日本海と内陸側との海域が閉ざされていったことが、堆積層が示しているとされています。

このように、フォッサマグナの大地溝帯は、誕生してから多くの地殻変動や火山活動が繰り返されて、現在の地形が形成されたと考えられています。

(1) フォッサマグナの命名者“エドムント・ナウマン”の功績



写真-1 ナウマン

この大地溝帯は、明治8年に来日され、明治10年に東京大学理学部教授、そして明治12年には地質調査所の技師長(所長)を歴任したドイツ人地質学者エドムント・ナウマン(1854~1927)によって、1886年に「フォッサマグナ」と命名されました。(写真-1)

ナウマンは第1回調査旅行の明治8年11月12日に野辺山峠の獅子岩を経て平沢に宿泊しました。そして13日朝に晴れ渡った南アルプスの威容を展望して「地面の巨大な低地帯構造(後のフォッサマグナ)」に気づきました。

ナウマンのフォッサマグナは、糸-静線と関東山地の間で、現在のフォッサマグナのおよそ西半分の地域になります。

(図-8, ②)

ナウマンは、明治18年に帰国するまで、調査隊を組織し本州・四国・九州の調査を行いました。

そして、西南日本を縦断する「大中央裂線(中央構造線)」の発見、小型古代ゾウ(後のナウマンゾウ)の研究、初の日本列島地質図の作成など、日本の地質学の基礎を築き「日本の地質学父」と呼ばれました。

(2) 南部と北部フォッサマグナ”の違い

フォッサマグナ西縁の「糸-静線」は、北米プレートとユーラシアプレートとの境界とされています。(図-4)

南部フォッサマグナのおもな地層は海底火山活動の産物で、上下二つの地層群からなっています。(図11、右表)

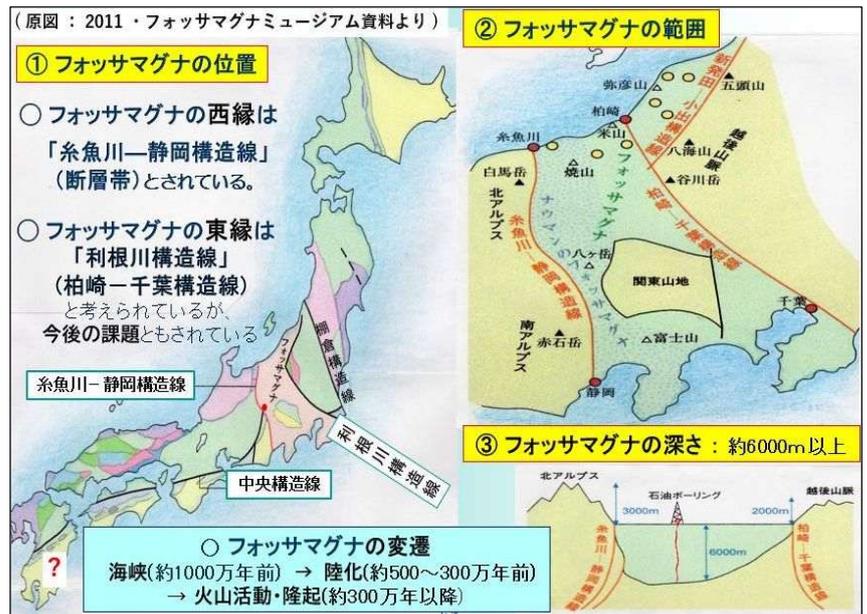


図-8 フォッサマグナの位置・範囲・深さ



図-9 南部フォッサマグナの地塊と海底地塊の衝突

〈5〉 約 900～600 万年前頃：半深海性の「小川層」の堆積

◇花崗岩類の貫入、「中央隆起帯」の出現、地層の褶曲、日本海側と内陸側の海域が絶たれる

〈6〉 約 600～300 万年前頃：浅海性の「柵層」の堆積

◇北部フォッサマグナは東西圧縮応力の場となり、地層の褶曲と、北に向かって陸化が進行する

〈7〉 約 300～160 万年前頃：淡水性の「猿丸層」の堆積

以上の地層からは、長野県内の北部フォッサマグナの海域が、北に向かって隆起してきたことを示していると考えられています。

諏訪地域には中新世後期の陥没性堆積盆に堆積したと考えられている地層が、ニッ山、砥沢上流、砥川上流の日影入り林道沿いに分布しており、その形成過程は今後の研究課題でもあります。

このように、約 1,600 万年前以降、南部フォッサマグナの海洋地塊の北上衝突、北部フォッサマグナの海洋性地層の堆積と続きました。(図-11)

また北部フォッサマグナ地域では、約 1,500 万年前以降、諏訪地域が屈折点となる古中央構造線の「八の字構造」形成の糸-静線断層帯の活動が続いてきました。

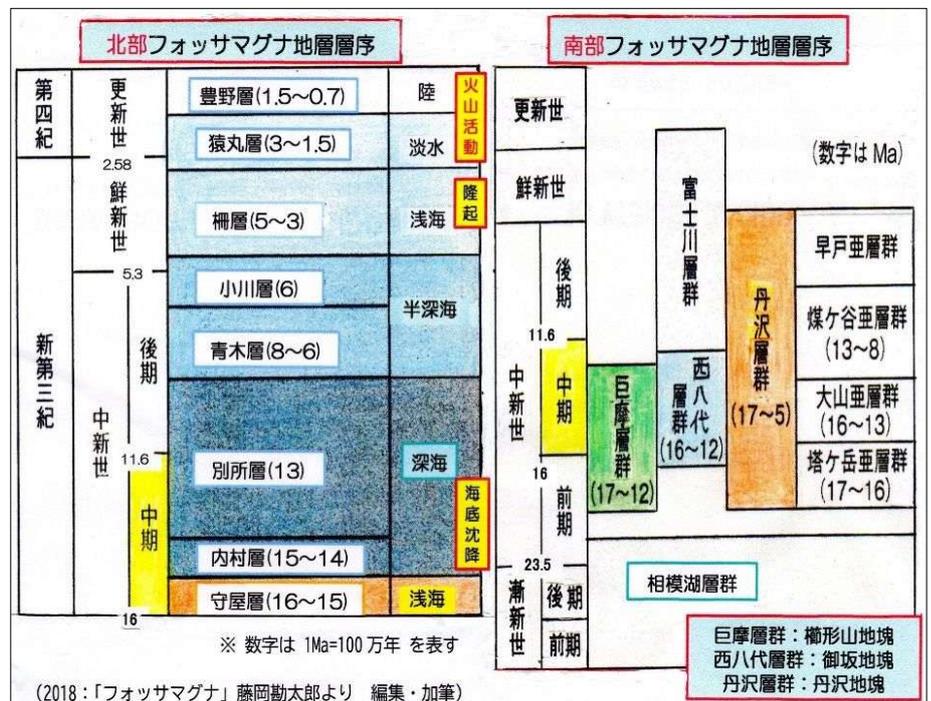


図-11 南・北フォッサマグナの堆積層(地層)の層序

③ 諏訪地域の花崗岩マグマの活動 <約 1,000～800 万年前頃>

諏訪地域では、約 1,000～800 万年前頃に花崗岩マグマの活動が地下深く始まりました。このマグマは冷却して花崗岩や花崗閃緑岩・文象斑岩の岩体となり、周囲の地層(変成岩)より比重が軽いと、上昇(貫入)して地上に現われると考えられます。

諏訪地域の花崗岩類は、金沢・永明寺山・上諏訪・下諏訪・和田峠北部に分布しており、その生成年代(K-Ar 年代)の測定値【註】について次のような報告があります。

- 〈1〉 和田峠東の花崗閃緑岩：8.8～7.2 Ma (1976：地質調査所・月報)
- 〈2〉 木舟の花崗閃緑岩：8.93±0.20 Ma (2018：諏訪教育会・自然調査研究紀要)
- 〈3〉 永明寺山の花崗岩：11.55±0.47 Ma (2024：諏訪教育会・自然調査研究紀要)

【註】 K-Ar (カリウム-アルゴン)年代測定法

カリウムの放射性同位体(元素)⁴⁰K から生じる ⁴⁰Ar の量を測定して、
岩石の生成年代を知る方法で、**1Ma=100 万年(前)**で表す

諏訪の花崗岩類は、下諏訪-上諏訪-茅野に分布する温泉の
熱源ともなっています。

〈例〉高浜温泉(1,125m)、武居源湯(205m)、若宮源湯(203m)、高木新湯(268m)、
諏訪湖間欠泉(850m：写真-2)、七ッ窯温泉(365m)、アクアランド(450m)、
望岳の湯(1,500m)、金鶏の湯(1,304m)、音無の湯(1,500m ※聞き取り)、
縄文の湯(1,500m ※緑灰色の火成岩であることから角閃岩の可能性がある)

<()内数字はボーリングによって到達した花崗岩類の位置(深さ)>

諏訪の温泉は、この他に蓼科高原等の八ヶ岳火山体を熱源とする
温泉が多くあります。

茅野市の小泉山と朝倉山の角閃岩・文象斑岩は、花崗岩体から
の連続露頭として確認され、永明寺山花崗岩類の周辺岩体と考えられます。

また大泉山の岩石は、やや変質したデイサイトで、活動年代は現在のところ不明ですが、
塩嶺火山岩類や霧ヶ峰火山群の岩石より古い第三紀火山岩と考えられます。

(3) 東北日本と西南日本の結合 <約 400~300 万年前頃>

約 400~300 万年前頃には、進路変更したフィリピン海プレートによって、ユーラシア
プレートと北米プレートが圧縮(東西圧縮)され、東北日本とフォッサマグナ地域は隆起・
陸化し、東北日本と西南日本が結合したと考えられています。

約 300 万年前頃には、今まではほぼ平原に近かった入笠山・赤石山地の南アルプス、そし
て中央アルプス・北アルプスの隆起が急速に進んだとされています。南アルプスの上昇は
現在も活発に続き、年 6~4.5mm の上昇量とのことです。このような地殻変動を経て、フ
ォッサマグナの地下には、フィリピン海プレートとユーラシアプレート・北米プレートの
境界が、内陸深く押し込まれていると考えられています。

4.“諏訪の火山は活動”は どのように変遷してきたの？

諏訪の火山活動は、約 230 万年前頃から盛んとなり、塩嶺火山岩類の活動、霧ヶ峰火山
群(和田峠・霧ヶ峰高原)、八柱火山群、八ヶ岳火山群の活動へと移り変わってきました。
(図-12 の「諏訪地域の火山群分布」)

これらの火山活動については、これまで多くの研究者による実地調査、形成年代・化学
的組成・鉱物組織・古地磁気方位などからの研究が進んできています。



写真-2 間欠泉の噴出
センター開館当時
(1990)

(1) 諏訪地域を埋めつくした“塩嶺火山岩類”の火山活動 <約 230～130 万年前>

諏訪の初期火山活動は、約 220～200 万年前頃の活動とされる黒色細粒の玄武岩質安山岩～安山岩・玄武岩等の活動で、それらの活動は、下諏訪町砥川・福沢川、^{いもじさわ} 鑄師沢、岡谷市横河川支流の鈴川沢・^{かぎかけざわ こひなたばし} 鍵掛沢や小日向橋付近などの各所で確認されています。

そして約 190～130 万年前頃にかけて、塩嶺累層と呼ばれていた「塩嶺火山岩類」の^{はげ} 激しい火山活動期に入ります。この火山活動は、川岸の高尾山(たこやま)のデイサイトの活動(192±0.03Ma)を始めとし、諏訪の糸-静線断層帯の割れ目に沿って、各所で活動したと考えられる“いわば割れ目噴火”とも言われています。

この塩嶺火山岩

類の堆積物は、安山岩・安山岩質の凝灰角礫岩・^{ぎょうかい} 軽石質火山砂層等が主体で、玄武岩・デイサイト溶岩も含まれます。(図-12)

塩嶺火山岩類の分布は、諏訪盆地を中心に、北は長和町和田川流域、東は茅野市音無川右岸・晴が峰、西は塩尻市の東山、南は辰野町赤羽と広い^{はんい} 範囲にわたります。そ



図-12 塩嶺火山岩類の岩相と諏訪の火山群分布 (2010:北澤和男)

の堆積面の標高は約 800～1,100mほどで、南西傾斜のほぼ平坦状地形を形成し、地域により大量の安山岩溶岩を流出しています。

大量の安山岩溶岩供給地としては、諏訪市角間川左岸山稜の福沢山・唐沢山・幕岩や諏訪湖カントリークラブ平坦台地の基盤岩露出地籍では、板状節理の^{てっぺいせきさいせきじょう} 鉄平石採石場となっています。また岡谷市と辰野町境界で天竜川左岸の山稜地籍にも、平坦状地形を形成している安山岩溶岩の台地があり採石場となっています。

この塩嶺火山岩類の中の凝灰角礫岩層は、^{ねんどか} 粘土化が進み崩壊しやすくなっていることが多く、2006年7月の岡谷市湊・川岸・上の原地籍における^{しゅうちゅうごう} 集中豪雨による^{どせきりゅうさいがい} 土石流災害を大きくしたことは、^{きょうくん} 忘れられない教訓となっています。

(2) “霧ヶ峰火山群”の活動 <約 130～75 万年前頃>

諏訪の火山活動は、塩嶺火山岩類の活動末期の約 130 万年前以降、北東部山稜地域の三峰山・和田峠・鷲ヶ峰、そして霧ヶ峰高原面形成の火山活動へと移りました。

① 和田峠地域の流紋岩質マグマの活動と黒曜岩

和田峠周辺は、流紋岩質マグマが総噴出量 200km^3 に及ぶ活動が起きた特異な地域と考えられています。この流紋岩質マグマは、貫入時に周囲の岩体との接触部分が急激に冷却されて黒曜岩やパーライトとなっています。

そして幾つかのマグマ火道では、貫入マグマと周囲の岩体との接触部が幅約数mの黒曜岩の形成が確認されており、和田峠は日本を代表する黒曜石産地となっています。(図-13)

この黒曜岩片を含む流紋岩質火砕流は観音沢や東方の星糞峠、大笹峰溶岩下部にも分布しています。また流紋岩の貫入岩脈の露頭が下諏訪町の福沢川や山吹沢中流でも確認されたことからその活動の大きさが想像されます。

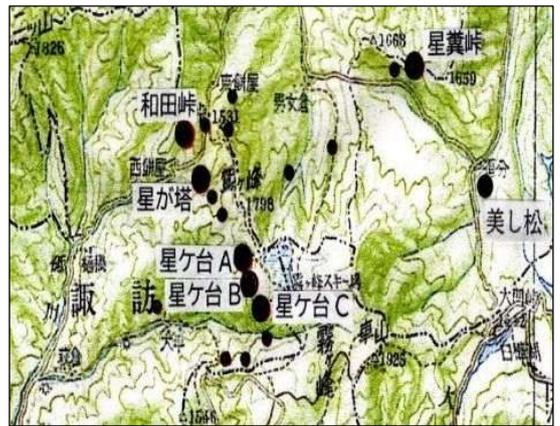


図-13 和田峠黒曜岩の露頭位置

黒曜岩の形成年代(F.T年代)については、

- (1) 和田峠・東餅屋黒曜岩：約 95～82 万年前でウラン濃度 $6.9\sim 6.7$
- (2) 星ヶ塔・星ヶ台(A・B・C)の黒曜岩：約 130～120 万年前でウラン濃度 3.2 など、多くの年代測定値の報告があります。

和田峠地域の火山活動はやがて東へ移り、約 88 万年前(K-Ar 年代測定値)に鷲ヶ峰の両輝石角閃石デイサイトの独立峰を形成しました。

【註】F.T(フィシントラック)年代測定法：ウランの放射性同位体 ^{235}U の自発核分裂で生まれる飛跡(フィシントラック)の数を顕微鏡下で係数し、 ^{235}U の量との関係から年代を求める方法

② 霧ヶ峰高原面を形成した火山活動 <約 95～75 万年前>

霧ヶ峰高原面形成の火山活動が「なぜなだらかな高原を形成したのか」が長年の課題でした。このことについては、

- (1) 火山岩(溶岩)の流出地点が幾つもあったこと、
- (2) 火山岩の性質(内部構造・全岩化学組成・斑晶と石基の量比など)にあること、
- (3) 火山岩の堆積基盤が比較的平坦な地形であったこと

などが解ってきました。

この高原面を形成した火山活動は、K-Ar 年代測定の結果、約 95 万年前頃に始まり約 75 万年前の車山頂上溶岩の活動で終わっていることがわかりました。(図-14)

〈1〉 活動初期の火山岩の活動：約 95～90 万年前

- ・ 殿城山形成の両輝石角閃石デイサイト、
- ・ 車沢・中笹川に分布する黒雲母角閃石両輝石デイサイトのピッチストーン

〈2〉 山体形成期の火山岩の活動：約 90～83 万年前

- ・ 車山南壁・物見岩・大笹峰・山彦尾根を形成する角閃石輝石安山岩
- ・ 車山頂上部西尾根のデイサイト

〈3〉 なだらかな高原面形成期の火山岩の活動：約 77 万年前

- ・ 池のくるみ溶岩の両輝石角閃石デイサイト

この火山岩は石基・斑晶鉍物の流理構造の発達するデイサイトで、溶岩流出時の状況を示す特徴的な内部構造を示しています。そして高原面をおおい霧ヶ峰農場・神明沢左岸丘陵まで広く分布しています。過去には「霧ヶ峰の石」と呼ばれて公園・庭園等に利用されてきました。

〈4〉 車山頂上(1,925m)溶岩の活動：約 75 万年前(2005：OIKAWA・NISIKI による)

- ・ 頂上東端の両輝石安山岩



図-14 霧ヶ峰高原形成火山岩類の活動年代<K-Ar 年代測定値> (2016:北澤和男)

※霧ヶ峰高原が形成された時期は、地球の磁場が南から北に逆転して、現在の正磁極期になった時期(約 77.4~77.29 万年前)に当たります。

③ 霧ヶ峰高原台地をずらせた“右横ずれ断層”

霧ヶ峰高原の踊場湿原は「池のくるみ溶岩(約 77 万年前)」の堆積後、右横ずれ断層の「踊場断層」で形成された湿原です。

この踊場湿原は、北落ち約 50~100m、右横ずれ約 400mで、最大幅が約 250mの 2 本の断層に挟まれた小地溝内に形成されています。

また車山南側岩壁は、車山頂上溶岩(約 75 万年前)堆積後の崩壊で生まれたもので爆裂火口の一部とも考えられていますが、崩壊の原因は岩壁南の右横ずれ約 350mの「車沢断層」が大きくかかわっていると考えられます。(図-15)

この踊り場断層・車沢断層の活動と、次の八子ヶ峰断層・鷹山断層によって形成された「追分火山性地溝帯」の活動は、諏訪盆地形成期の糸-静線断層活動とほぼ同じ時期の活動と考えられます。



図-15 右横ずれの「踊場断層」と「車沢断層」 (2012:北澤和男)

④ 火山群の「弧状配列」が語っていること

注目されることは、約 85~80 万年前に形成された「追分火山性地溝帯」の延長線上に、霧ヶ峰・八ヶ岳の溶岩噴出中心や火口が弧状配列していることです。(図-16)

この弧状配列は、プレートが互いに押し合う地下の構造的な応力関係を反映した「火山活動の場」を示唆していると考えられます。

(3) “八柱火山群”の活動

<約 120~80 万年前>

八柱火山群は、霧ヶ峰火山群とほぼ同じ時期の活動とされています。この八柱火山群は 5 つの火山体で構成され、約 120 万年前に活動を開始し、約 80 万年前にはすべての活動が終了したとされています。

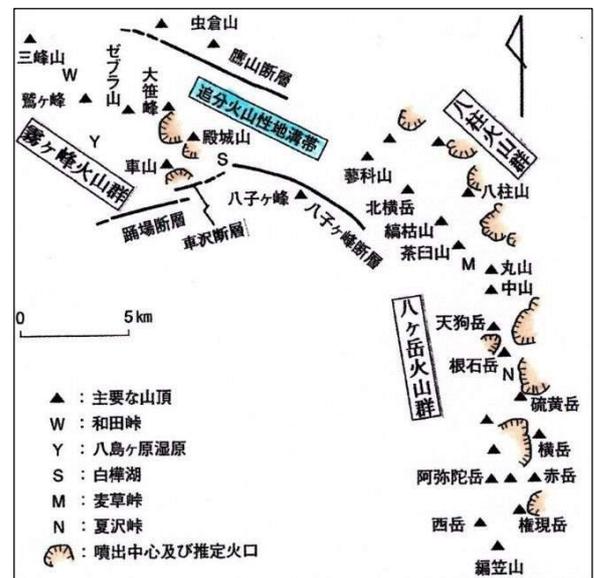


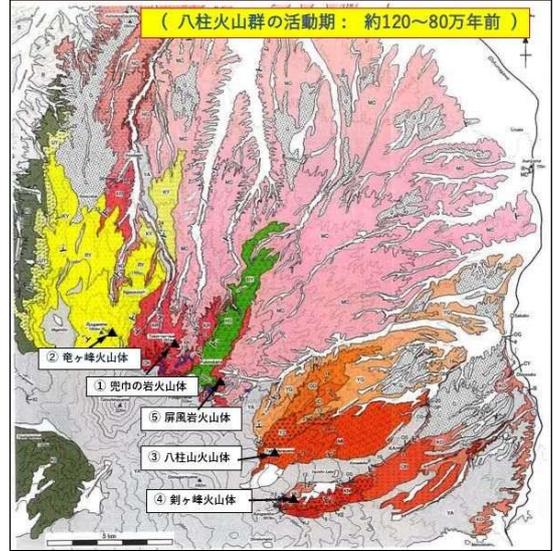
図-16 諏訪の火山群の弧状配列 (2017:北澤和男)

その活動期は、次のようになっているとのことです。(2011：西木邦章・高橋 康より)

- ① 兜巾の岩火山体とぎん いわ：約 120～95 万年前
- ② 竜ヶ峰火山体りゅうがみね：約 110～95 万年前
- ③ 八柱山火山体やばしらやま：約 110～90 万年前
- ④ 屏風岩火山体びょうぶいわ：約 90～85 万年前

これら火山体の火山岩類は、玄武岩質～デイサイト質安山岩・火山砕屑岩を主体とし佐久側に大量の噴出物を堆積しています。(図-17)

八柱山火山群活動末期の南東部の裾野は、甲府盆地側傾斜の広い火山性扇状地となっていたことが想定され、糸-静線峡谷の流水は甲府盆地側に流下していたと考えられます。



(2012：西木邦章・高橋 康より 加筆)

図-17 八柱火山群火山岩類の分布

(4) “八ヶ岳火山群”の活動 <約 50 万年前～600 年前>

① 八ヶ岳火山群の活動期

八柱山火山群活動後、約 30 万年間の活動休止期があり、約 50 万年前から「八ヶ岳火山群」の活動となります。その活動は南八ヶ岳から始まり、次のように変遷してきたとされています。(2009：西木邦章ほかより)

〈1〉 約 50～30 万年前 (例：写真-3)

南八ヶ岳の「成層火山」活動期

中岳(噴火中心)・赤岳・横岳・権現岳

〈2〉 約 30～20 万年前

南～北八ヶ岳にわたる火山活動期

この頃の火山噴出物は、山麓南部に厚さ約 200m 以上も堆積しました。

〈3〉 約 20 万年前以降

南八ヶ岳の一部(西岳・編笠山等)と、北八ヶ岳の「溶岩丘群」活動期 (例：写真-4)

渋川・角名川・柳川流域に大量の火砕流や泥流を堆積しました。この頃の南八ヶ岳山麓には、ナウマンゾウが生活していました。



写真-3 成層火山形成期の山々 (野辺山獅子岩から撮影)



写真-4 代表的な溶岩丘「茶臼山」

(1990 年：富士見町落合「矢の沢川」で、土石流中の塊から「ナウマンゾウの臼歯」の化石が発見)

② 溶岩丘群形成期の黒曜岩・火砕流の活動

北八ヶ岳山頂部では、中山・丸山・丸山北峰・茶白山しまかれやま・縞枯山・北横岳・蓼科山と続く溶岩丘群が列をなして活動していました。

これらの溶岩丘群に先立って活動した流紋岩質デイサイトや黒曜岩が、冷山下部・麦草峠東方・白駒池北西部に分布しています。

この黒曜岩は、約 35～25 万年前(K-Ar 年代)の活動とされ、黒曜石岩片を含む火砕流が横谷温泉・糸萱から米沢地籍までの渋川～上川・角名川流域に広く流下堆積しています。

また中山・丸山・冷山を形成した火山活動の初期には、大量の火砕流・軽石流・泥流がくり返し流出し、柳川より北西地域の豊平・湖東の現在の大地を形成しました。

この時期に、森林を焼き尽くした菅沢火砕流の温度は、炭化木の測定から約 350～500 度であることがわかりました。(図-18)



図-18 糸萱・菅沢火砕流 (1970:北澤和男)

③ 八ヶ岳火山群の活動の終息

八ヶ岳火山群の活動は、北八ヶ岳横岳の活動が最後とされています。

その北八ヶ岳横岳頂上部溶岩の活動は約 3 万年前以降で、特に頂上南東部の坪庭溶岩(八丁平溶岩)の活動を最後に、八ヶ岳火山群の活動は終息したとされています。(図-19)

近年の地磁気測定結果によると、最後の坪庭溶岩流の噴火は約 600 年前で、その一つ前の活動は約 3,400 年前という報告があります(2024: 斎藤武士)。

また坪庭溶岩の下位で、水蒸気テフラ直下の土壌どじょう ほうしやの放射年代測定値は、約 600～800 年前との報告もあります(産総研)。

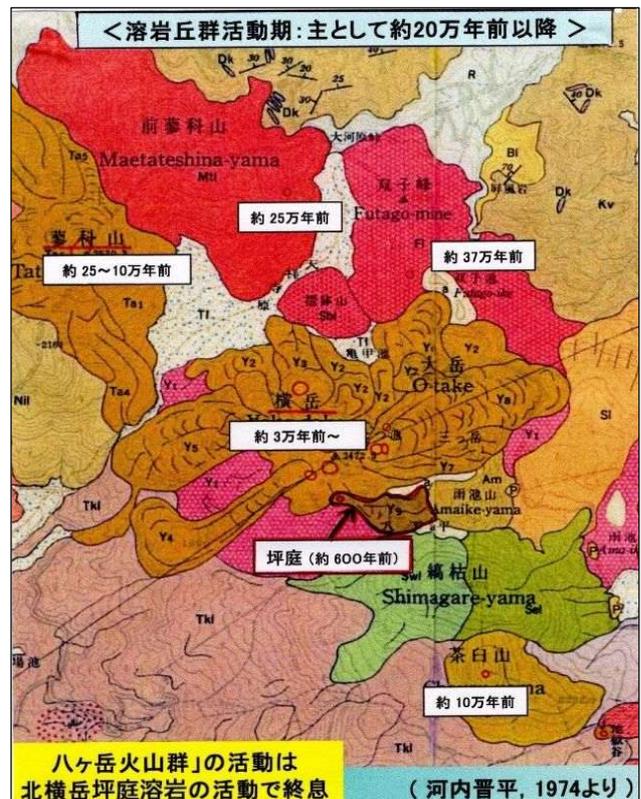


図-19 北八ヶ岳横岳坪庭溶岩の流出

(5) 諏訪の火山活動と諏訪盆地形成の概要^{がいよう}

約 220 万年前頃から始まったと考えられる諏訪の火山活動は、その後の塩嶺火山岩類、霧ヶ峰火山群、八柱火山群、八ヶ岳火山群の活動へと移り変わってきました。

そして、約 85～80 万年前の「追分火山性地溝帯」形成の断層活動とほぼ同じ時期には、糸-静線断層帯活動による諏訪盆地形成も進んでいたと考えられます。

火山活動から盆地形成までの概要は、およそ次図のように考えられます。(図-20)

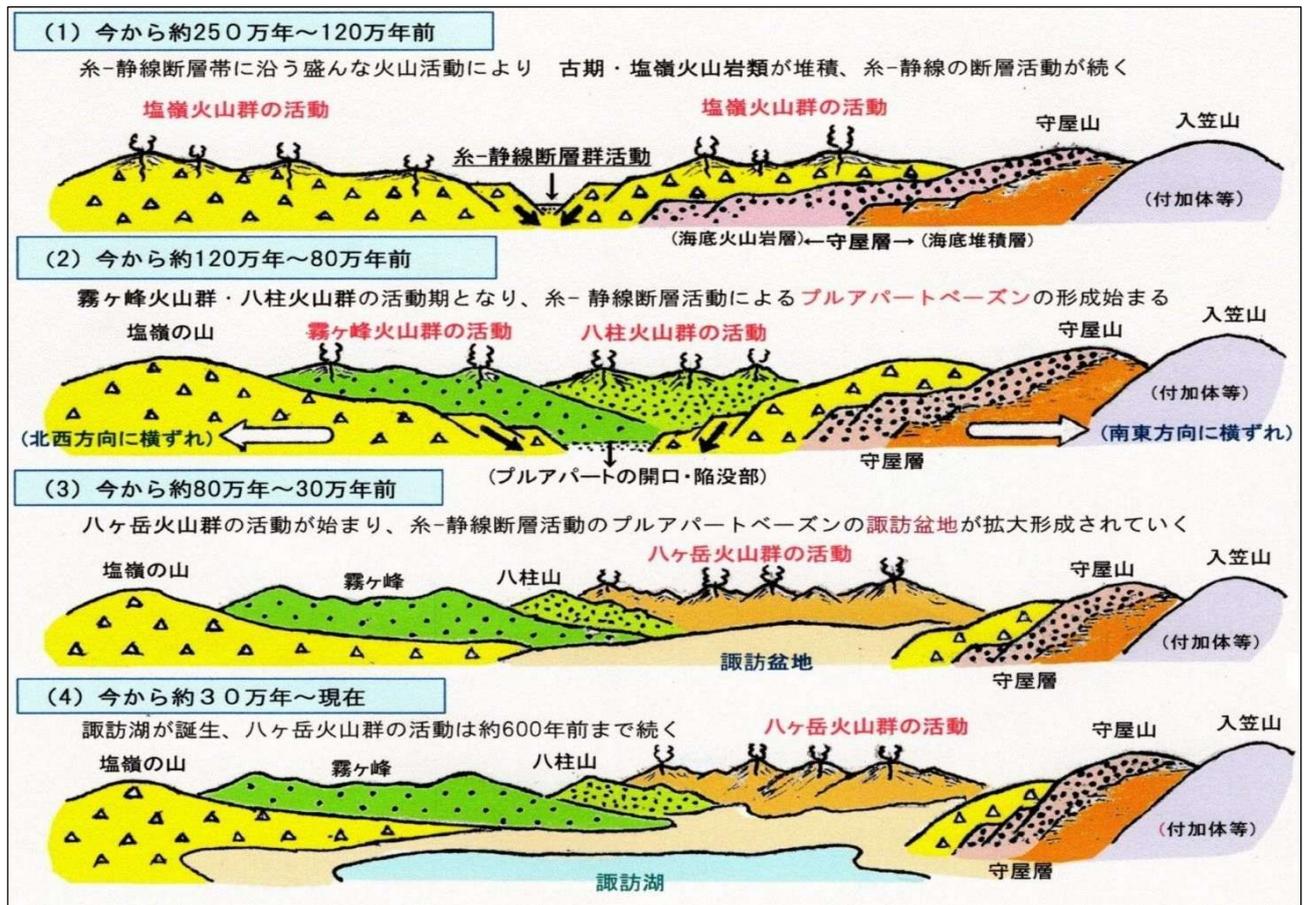


図-20 諏訪の火山活動と盆地形成までの概要 (2024:北澤和男)

5. “諏訪盆地・諏訪湖”は「いつから、どのように」形成されてきたの？

(1) 諏訪盆地の形成 <約 100 万年前頃から>

諏訪盆地の形成は、塩嶺火山岩類活動末期～約 100 万年前頃から始まり、約 80 万年前頃からは急速に進んだと考えられます。その盆地形成の主役は、盆地東縁の諏訪断層群と、西縁の岡谷断層群の活動によるとされています。(図-21)

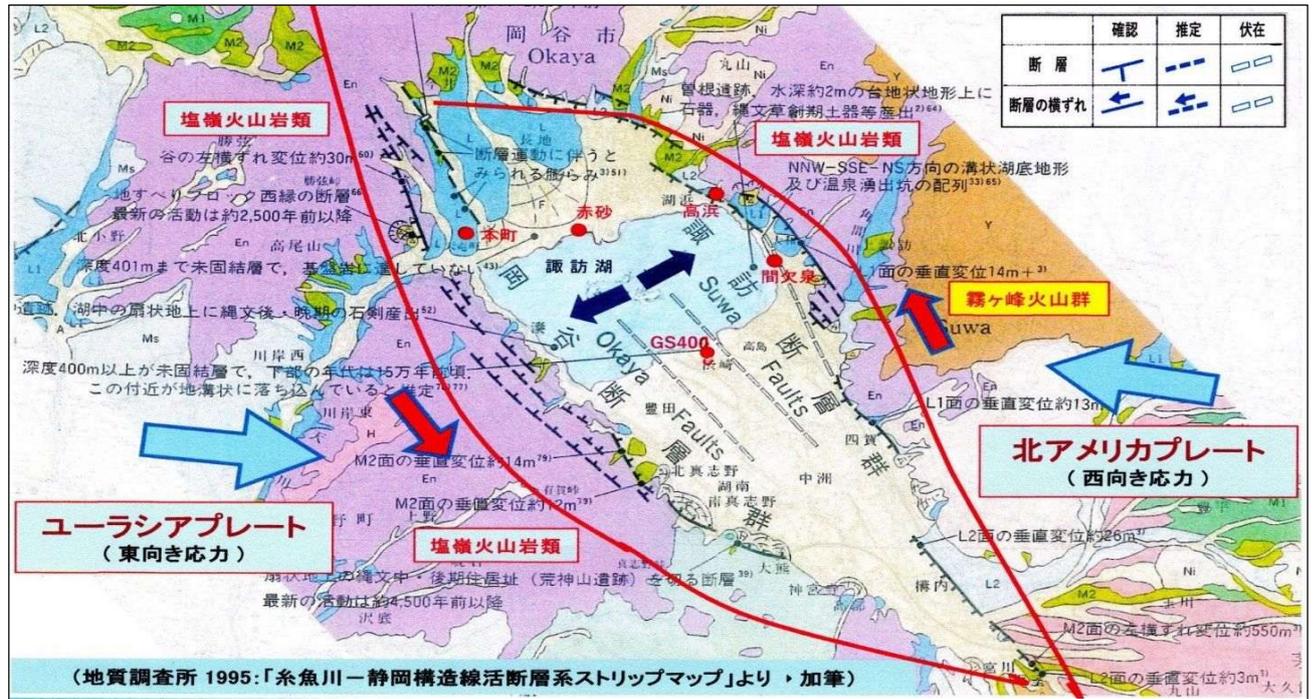


図-21 諏訪湖周辺のプレートの動きと活断層

諏訪断層群は北アメリカプレートの応力を受けて北西方向に、岡谷断層群はユーラシアプレートの応力を受けて南東方向への動きを続けていると考えられています。このような位置にある諏訪盆地の形成について、次のような考え方があります。

共に左横づれの諏訪断層群・岡谷断層群の活動によってずれた両断層群の間の大が、引き裂かれ・東西に離れて開き・その開口部が落ち込むという「プルアパートベイズン」の地溝状地形が生まれ、そこに周囲の河川からの土砂の流入により、諏訪盆地が形成されたという考え(1991：藤森孝俊)

(2) 諏訪湖と天竜川の形成 <湖沼性の諏訪湖の誕生一約 20 万年前頃から>

茅野市宮川～富士見地籍の火山性扇状地末端の下部層には、湖沼堆積層、火砕流・泥流・スコリア質堆積層・砂礫層が確認されます。これらは八ヶ岳火山群中期の約 25～20 万年前頃の火山活動期の堆積層と考えられます。これらの堆積層により糸-静線断層谷の南方向への流水は遮られ、湿地性の湖誕生へと進んだと考えられます。

諏訪湖の南端(図-21・③GS400)でのボーリング調査(1994：山崎春雄、1997：大嶋英明ほか)によると、湖岸から約 218.5mの深さに、約 10 万年前に御岳火山から噴出飛来して降灰した新期御岳火山第 I 軽石層(O-Pm I)が堆積しております。その年平均沈下速度は

天竜川右岸は、山頂部の領家帯を覆う「唐沢礫層」の存在から、約 200 万年前は現在より低く、約 80 万年前頃からの中央アルプス隆起と諏訪盆地形成構造運動による領家帯の隆起・断層活動により、現在の川岸峡谷が形成された可能性があります。

このことは、天竜川左岸の駒沢(標高 770m)地籍に約 20 万年前以降の風成火山灰層が堆積していることから、盆地形成期の盆地内流水の一部がこの峡谷を南下していたと推測されます。川岸断層峡谷形成の時期は特定できませんが、約 20 万年前以降の諏訪湖の水は、この峡谷を南下し“天竜川誕生”となったと考えられます。

6. 盆地周辺の新しい活断層は？ —特に約2～1.5 万年前以降の活断層と地形の形成—

諏訪盆地周辺から富士見地域にかけて、糸-静線断層帯の活動によって形成された約 2～1.5 万年前以降の新しい断層が各所で確認されています。

(1) 富士見～金沢地域の断層地形

富士見町～茅野市木舟にかけては、細長い小さな丘(バルジ地形)や凹地が南東-北西方向に列をなしています。(図-23 ①・②)

この地域は、原の茶屋地籍が隆起し木舟地籍側が沈降の幾筋もの断層裂線が走っています。(図-23)

金沢公園北西(2000年)では、約約 4,900～5,600 年前と、約 1,000～1,600 年前の左横ずれで水平変位量 5m の断層が確認されています(電力中央研究所)。(図-23 ③)

大沢トレンチ(1983年)では4回の左横ずれ断層が確認され、最新の活動は 1,200 年前頃とのことです。(図-23 ⑤)

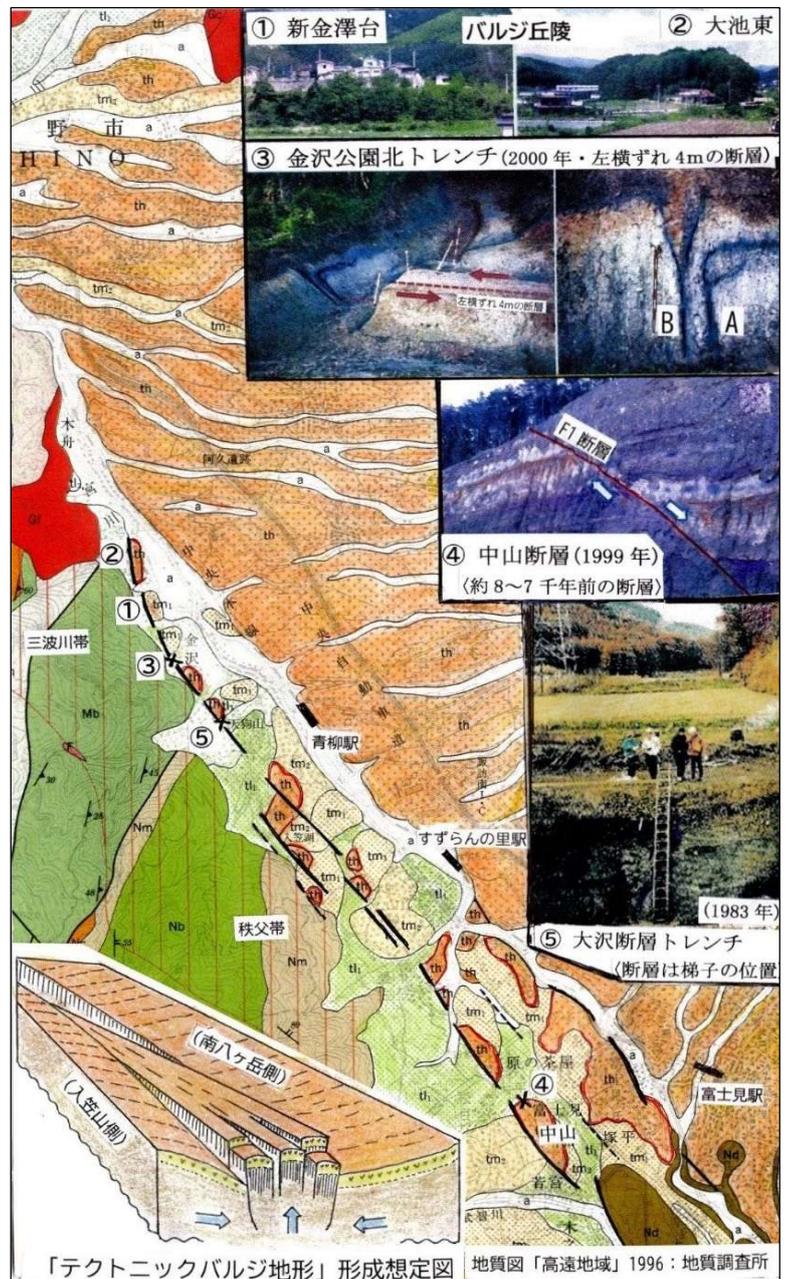


図-23 富士見～金沢地域の断層地形 (2024:北澤和男)

原の茶屋地籍の地層は、下位から南八ヶ岳火山のスコリア質水平層⇒沼地の厚さ約 13 mの成層した泥層⇒扇状地砂礫層⇒10 万年前降灰 0-Pm I 軽石層を含む火山灰層の順に堆積しています。これらのことから、原の茶屋地域の断層・隆起は約 2 万年前以降で、隆起して西傾斜した中山の地層からは、約 7,000 年前頃の断層活動による 5 回のテフラ層^{ほうげんしょう}匍行現象が確認されました。(図-23 ④)

(2) 茅野地域の断層地形

① 坂室地籍の「左横ずれ断層」の形成

坂室では、八ヶ岳山麓から流下の弓振川が宮川との合流点で大きく屈曲した地形が見られます。この屈曲地形は茅野断層による変形地形です。(図 24)

宮川の屈曲は数万前からの断層活動で形成されてと考えられており、弓振川により形成された約 5,000 年前の地形面が 2 回の断層活動によって切られている(2012: 谷口薫ほか)とのことです。それら断層のずれの位置・変位量・年代の特定は、今後の課題でもあるようです。

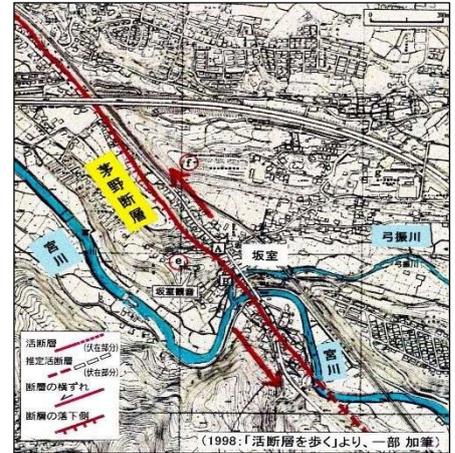


図-24 坂室地籍の断層地形

② 横内断層崖形成

茅野市街の地形面の離水時期^{りすい}はボーリング試料等から約 1.5~1 万年前と推定されます。

そして、横内断層崖の西側で葛井神社南 200m地点の深さ 4.5mの沖積層から出土した(1980 年)炭化巨木の C¹⁴ 年代が 4,980±150 年でした。

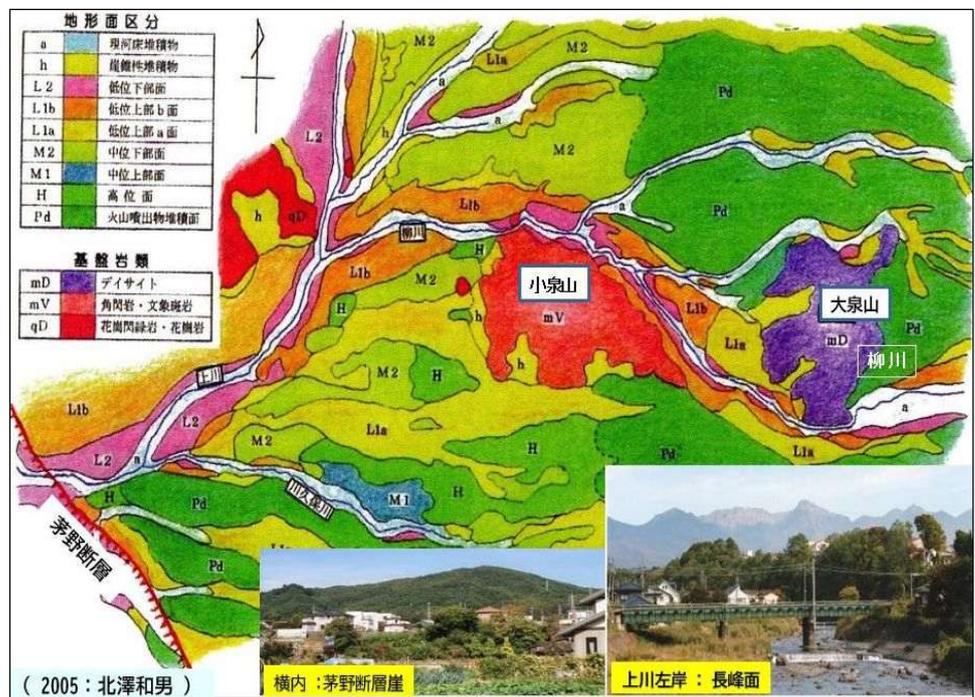


図-25 下流の断層活動による沈下により形成された上流の段丘地形

この炭化巨木は直径約 80 cmで、横内断層形成後の埋積ですので、茅野断層活動による横内断層崖の形成は、約 1.5~1 万年前以降~数千年前の間と考えられます。

上川とその支流には、高位・中位・低位の段丘地形が発達しています。(図-25)

この上川や下諏訪砥川の段丘地形は、諏訪盆地周辺の断層活動による地盤沈下のたびに、川の上流地域では急速な浸食活動が進んで形成されてきたと考えられます。

(3) 上諏訪地籍の活断層 < 温泉の温度分布から >

上諏訪温泉の温度分布(図-26: 1958年)による雁行状並列は、地下の断層を示唆している(1923: 三沢勝衛)とされてきました。

また温泉ボーリング試料からは、JR線西側の基盤岩は東側基盤岩より低くなっていることから、断層活動による湖側の沈下が想定できると考えられています。

この温度分布は、上諏訪市街地東側の山麓斜面に現れている諏訪断層群の4段の階段地形の方向と整合しております。

最下段の上諏訪中学校面では、約10万年前降灰のO-Pm I 軽石層とその下位の火山灰層が確認されましたので、この上諏訪中学校面は約12万年前頃には形成されていたと考えられます。

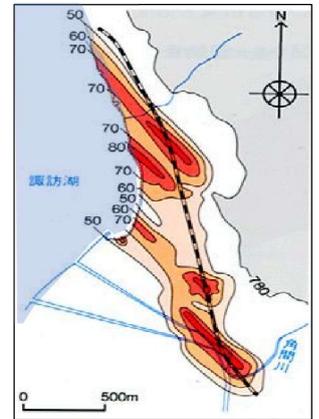


図-26 上諏訪温泉の温度分布

(4) 下諏訪-岡谷地籍の活断層

下諏訪-岡谷地籍北部の塩嶺火山岩類の岩体には、諏訪断層群の活動による北西-南東方向の断層が各所で確認されます。(図-21・図-27)

そして、その断層方向が横河川以西では東西方向に変わってきています。

このことは、塩嶺火山岩類堆積後の、諏訪盆地形成にかかわる断層活動の方向変位として注目したい事象です。

そして、横河川扇状地西部からの山麓面にかけては、岡谷断層群による北-南方向の新しい断層地形が発達しています。(図-27)



図-27 岡谷市北部及び市街地の活断層 (2009:北澤和男)

下諏訪地籍では、約 10 万年前頃に離水した武居南や星が丘の扇状地面を切る承知川断層・砥川断層と、約 1.5 万年前ころ離水した砥川左岸慈雲寺面や富部南の東端面を切る下諏訪断層など、盆地側沈下の諏訪断層群の活動が認められます。

東山田南地籍での深度 80m と 60m のボーリング試料からはテフラ層の堆積が確認されました(2010:藤森徳雄)。深度 41~45m の位置には数万年前のテフラ層が挟在していることから、この地籍の堆積面は数万年前以降約 40m(+)^{きょうざい}の沈下^{そうてい}が想定されます。

岡谷市街地は、横河川と西端の大川の扇状地上に発達しており、横河川扇状地を切る約 1.5 万年前以降の塚間川断層や十四瀬川断層・長地鎮断層等が確認されました。また塩嶺火山岩類中にも断層や断層活動による亀裂が各所で確認されました。(図-27)

1983~1984 年の「中島 A 遺跡」調査では、約 1.5 万年前以降 5 回の断層活動があり、最終の活動は 2,200~2,300 年前もしくは、それ以降とされています。(写真-5)

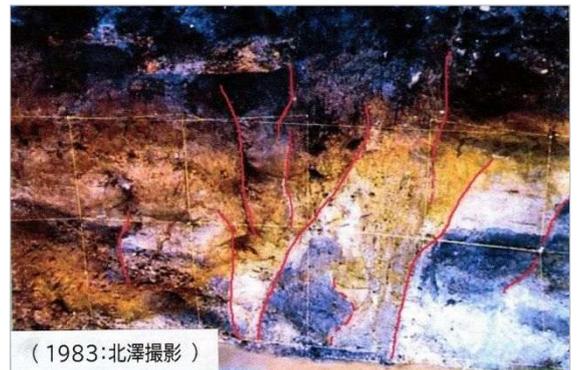


写真-5 中島 A 遺跡トレンチ断面の断層

また、2012 年の郷田 1 丁目の塚間川西側河川敷での活断層トレンチ調査(産総研)では、塚間川断層が約 1.5 万年前頃に生起していること、塚間川はその断層線に沿って流下していること、断層形成後に塚間川によって堆積した土層(下位から細粒砂礫・黒色泥層・腐植土層)の壁面からは、4 回の断層活動が確認されています。(写真-6)

断層①：約 7,200 年前

(約 7,300 年前に南九州飛来の鬼界アカホヤ「K-Ah」の火山灰層を切る断層)

断層②・③：

約 5,000~3,000 年前

断層④：

約 1,300~1,200 年前



写真-6 塚間川断層調査 「トレンチ南側壁面の断層」

(約 1.5~1 万年前の塚間川断層の断層面に沿って再活動した断層)

これら中島 A 遺跡や塚間川の断層は、諏訪盆地の西縁を通る岡谷断層群の活動によるものです。

この岡谷断層群は、塩尻峠-神明町-山下町-湊-豊田-湖南-高部-西茅野にかけて、盆地側沈降の階段状地形や残丘状地形(花岡公園・小坂観音院等)を数多く形成しています。この盆地西縁の断層活動は、高速道建設時においても各所で確認されています。

終わりに

大地の構造やその動きは、おもに地表の露頭観察から得られた情報を各種の研究手法によって推測することになりますが、調査の途上^{とじょう}ではますます謎が深まっていくことが多くあります。本文では、現時点までに確認されている諏訪の大地誕生に至る地質事象の概要をトピック的に述べてきました。

大地は動き続けています、まさに生きています。その大地の歴史の事実は、地層・岩石・地形や地質的イベントに刻まれてきています。

そしてそのような大地は、私たちに様々な恵みを与え続けています。それゆえに私たちの生活の場は、大地誕生の歴史と深いかかわりがあるように思います。

近年、火山活動・地震・津波・風水害など大変な自然災害が起きています。

こうした中で私達は、郷土の大地誕生に至る様々な事象・事実を知り、そこから得られた知恵を生かし、災害をできる限り少なくする努力をどう続けるかが、日々問われているように思います。

参考文献

- | | |
|----------------------------------|---------------------------------|
| 1974：「蓼科山地域の地質」河内晋平著 地質調査所 | 1975：諏訪の自然誌「地質編」諏訪教育会発行 |
| 1977：「八ヶ岳地域の地質」河内晋平著 地質調査所 | 1990～2024：「自然調査研究紀要」諏訪教育会 |
| 1984：「天竜川上流地域地質図・解説書」中部建設協会 | 1986：茅野市史 別巻「自然」茅野市 |
| 1997：「アーバンクボタ no36「特集・諏訪湖」(株)クボタ | 1998：「信州の活断層を歩く」信濃毎日新聞社 |
| 1998：「諏訪湖 治水の歴史」諏訪建設事務所編 | 2009：日本地方地質誌「中部地方」日本地質学会編 |
| 2011：日本の地形「中部」町田 洋他 3 名編 東京大学出版会 | 2011：「日本列島の誕生」平 朝彦著 |
| 2014：「絵でわかる日本列島の誕生」堤 之泰著 | 2017：「探究 諏訪の自然」諏訪教育会自然研究部 |
| 2018：「フォッサマグナ」藤岡勘太郎著 | 2022：「日本列島地質総覧」脇田浩二他 5 名編 産総研協力 |
- 以上の他に、地質学雑誌・火山・活断層研究・第四紀研究・軽石学雑誌の論文を参考にしています。

諏訪のことをもっと知ろう「諏訪の大地誕生」

(非売品)

発行：令和7年 1月

諏訪湖クラブ事務局

〒392-0017 諏訪市城南二丁目 2362

TEL/FAX 0266-58-0490

E-mail e-suwa-info@lake.gr.jp

<https://suwako-club.com/about.html>

著者：北澤 和男

発行にあたっては、「長野県地域発 元気づくり支援金」の補助を受けています