

31. 筑波山山津波跡の地質觀察

附、筑波山斑礫岩體と花崗岩體との構造關係

地震研究所 津 屋 弘 達

(昭和14年2月21日發表——昭和14年3月20日受理)

1. 筑波山(海拔 875.9 m) は斑礫岩類と花崗岩類との兩岩體に依つて構成され、斑礫岩體は同山の中腹(海拔 500 m 附近) 以上によく露出してゐるが、花崗岩體は中腹以下の數ヶ所に局部的に露出してゐるのみで、其大部分特に斑礫岩體との境界と考へられる部分は斑礫岩體の周圍に廣く發達した崖錐に依つて全く蔽はれてゐる。従つて、兩岩體の貫入の前後關係或は構造關係が正當に解釋されるに都合のよい直接の接觸部の露出は同山の何處にも未だ見出されてゐない。

昭和 13 年 6 月末、關東地方一帯に豪雨のあつた際、筑波山に於いては其翌月 3 日乃至 5 日に山津波が起つた。萩原氏¹⁾の調査結果に據れば、此山津波は斑礫岩體と花崗岩體との一境界部を横切る千手澤に沿つて流下した。従つて此山津波が千手澤の谷底を多少削り取り、其處に斑礫岩體と花崗岩體との接觸部附近が新たに露れたかも知れないといふ望みがあつたので、筆者は本年 1 月初旬に其山津波跡の地質を觀察した。觀察の結果、斑礫岩體と花崗岩體との接觸部は残念ながら見出されなかつたが、兩岩體の構造關係の解釋に役立つ二三の事實が氣付かれたので、茲に觀察結果の概要を報告する。

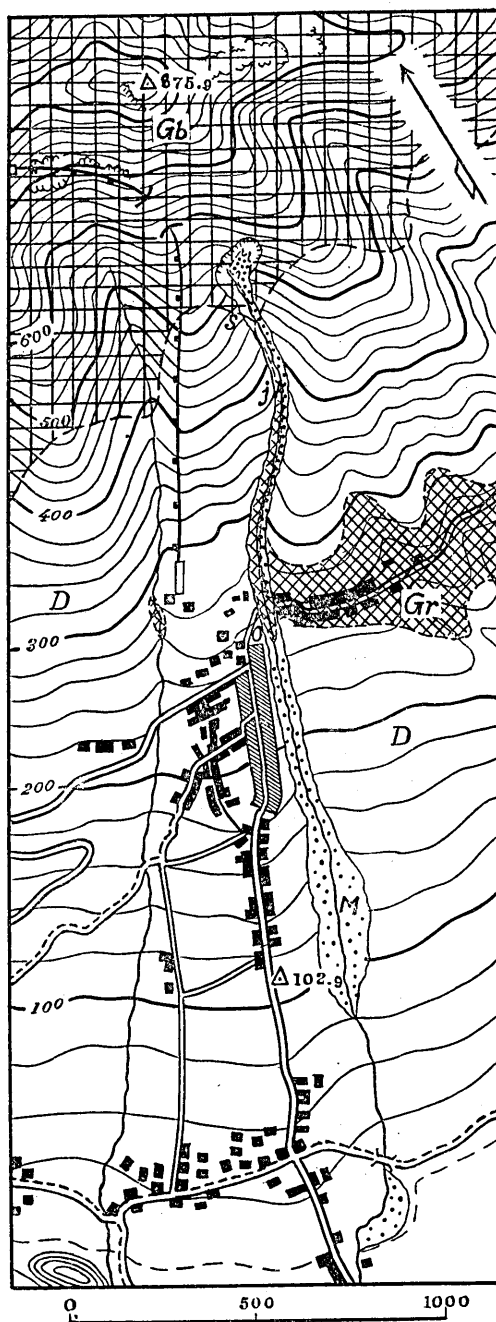
2. 山津波の流下した千手澤は筑波山女體山の山頂南側に發し、海拔約 400 m の十一面附近までは略一直線に南に向つて下り、同處から南西方向に轉じ、筑波町筑波神社の東側の大谷を経て、南西山麓の臼井部落の東側に於いて沖積平地に達してゐる。山津波は此澤の上流の谷の東壁(海拔 500 m 附近の鷲石の對岸)に當る急斜面に生じた山崩に因つて起つた。後に述べる様に、此山崩の生じた斜面は斑礫岩體の一部であるが、厚さ 3 m 内外の斑礫岩岩屑及び風化土に依つて蔽はれ、之等の下に在る斑礫岩の實體は多くの岩脈に貫かれ、所に依り粗粒乃至細粒の種々の岩相を呈し、夫に従つて風化の度を異にし、割目に富んでゐる。従つて昨年 6 月末の豪雨の際には、多量の水が同斜面の地表から内部に滲透し、斑礫岩體の風化した部分と新鮮な部分との間に水の薄皮を作つて滑り易くし、特に不安定であつた斜面の一部に山崩を生ぜしめたも

1) 萩原章禮 震研彙報 16 (1939), 779.

のと考へられる。筆者が観察した當時に於いても、崩壊面の下部の一部は濡り、斑礫岩の割目から水が滲出しつゝあつた。

崩壊した岩屑及び土塊の一部は崩壊斜面の下部に崖錐として残され、他の部分は千手澤の谷底に落下し、所在の樹木及び岩屑を擁へ谷の下流に押出した。鶯石から十一面附近に至る間に於いては、押出した岩屑及び土塊の一部が谷の両側に1m内外の厚さに堆積し、鶯石附近の一部を除いては、谷底は岩盤を露出せしめるほど著しく削られてゐない。十一面附近から筑波神社東側に至る間に於いては、谷底及び谷の西側は可成り削り取られて岩盤を露出し、押出した岩屑及び土塊の一部は谷の東側近くに堆積してゐる。筑波神社附近から下流に就いて筆者は観察しなかつたが、萩原氏に據れば、泥流は大谷より下流の籬澤附近まで1~2噸に達する岩塊を押出し、沿岸の耕地に多少氾濫し、泥水は更に山麓の田井村に達したと云ふ。

鶯石から十一面附近に至る間に於いては、谷の両側に直径1mにも達する樹木が谷の方向に多数に倒され、立ち残つてゐる樹木の幹には其根本から3m程の上部まで削痕及び泥土の附著が認められ



第1圖 筑波山千手澤附近の地質略圖。
Gb—斑礫岩, Gr—花崗岩, D—斑礫岩崖錐堆積物, M—昭和13年7月3日の泥流。
o=大谷, j=十一面, s=鶯石

る。従つて、山津波は此間を相當の早さで流下したに相違ないが、萩原氏に據れば、大谷附近に於いては毎秒2 m 程度であつたと云ふ。

要するに、此山津波は豪雨に起因する山崩に因つて生じたものに過ぎないが、筑波山周圍の中腹から山麓に擴がる廣い崖錐には、過去に於ける同様の現象に因つて生じた部分が少くないと考へられる。

3. 七萬五千分一の地質圖(筑波)に示されてゐる様に、筑波町東山から地震研究所支所の所在地附近及び大谷の一部には元から花崗岩の露出があつたのであるが(第2圖)、今回の山津波に依つて削られた谷底には、此花崗岩體の續きが新しく露出した。即ち筑波神社の東側から谷を溯ると、十一面附近の谷が急に方向を轉ずる所(海拔約400 m)に至るまで、削られた谷の西側及び谷底に、花崗岩の露出が殆ど連続的に見られる。此間に見られる花崗岩は斑禰岩體に近づいても肉眼的性質に變化なく、中粒質で、等粒質或は多少斑狀の黒雲母花崗岩に屬し、NE.—SW. 或は E.—W. 方向に走るアプライト及びペグマタイトの細脈(幅30 cm 以下)に依つて貫かれてゐる。包裹岩は其中に殆ど無く、唯一のものとして、海拔320 m 附近の谷底の露出に於いて、直徑約1 m、暗綠色細粒質の包裹岩が見出されたのみである。此包裹岩は、顯微鏡下の觀察に依れば、次の諸礦物に依つて構成されてゐる。

斜長石。一大多數は自形乃至亞自形、柱狀、長さ0.1~0.5 mm; 少數は亞自形乃至他形、直徑0.5~1.0 mm で累帶構造を示し、單斜輝石、磁鐵礦、燐灰石等を包裹す。

單斜輝石。一單綠褐色、亞自形乃至他形、粒狀、直徑0.01~0.2 mm (稀に柱狀、長さ0.1~0.3 mm) で、同結晶の一部は屢々角閃石或は黒雲母、或は兩者に變化し、或は之等に依つて外郭を圍まる。

角閃石。一綠色、微多色性、亞自形乃至他形、直徑0.01~0.2 mm で、單獨の結晶として存在する他に、單斜輝石の外郭或は劈開線に沿つて發達し、屢々黒雲母に依つて圍まる。

黒雲母。一赤褐色乃至淡黃褐色、自形乃至他形、片狀、長さ0.05~0.2 mm で、單獨の結晶として存在する他に、單斜輝石及び角閃石の外郭及び内部に發達す。

石英。一他形、直徑0.05~0.5 mm で、上記諸礦物の間隙に發達す。

副成分礦物。一磁鐵礦及び燐灰石。

花崗岩の最高所の露出は十一面附近の谷底に見られる。同所に於ける花崗岩體の表面近くは土狀に分解し、其上には斑禰岩の岩屑が堆積してゐる(第3圖)。同所から上流鶯石附近に至る約150 m の距離の間の谷底は斑禰岩の岩塊、岩屑、泥土等に蔽は

れ、花崗岩及び斑礫岩の何れをも露出せず、鶯石（海拔 500 m 附近の谷の西側で斑礫岩の露出する所）の下に於て始めて斑礫岩を露出する（第 4 圖）。従つて、花崗岩と斑礫岩との境界は、千手澤に於いては、海拔 400 m 乃至 500 m の水平距離にして約 150 m の間の何處かに存在するに相違ない。

斑礫岩は鶯石及び其下の谷底にのみならず、山津波を起した山崩の跡にもよく露出してゐる（第 5 圖）。此地域の岩石は角閃石斑礫岩（佐藤氏のウラル石斑礫岩²⁾）である。同岩は一般に中粒、等粒質の岩型であるが、屢々其中に細粒質及び粗粒質の各岩型をレンズ状或は斑紋状に雜へ、又斯る異質岩型の細脈と互層して縞状構造を呈する（第 6 圖）。顯微鏡下で觀察すると、中粒質岩型は主として亞自形乃至他形の亞灰長石（直徑 0.2~2.0 mm）と他形の綠色角閃石及び褐色角閃石（直徑 0.1~2.0 mm）とより成り、角閃石中の殘留物として少量の透輝石を有する。綠色角閃石は陽起石を伴ひ、綠泥石に屢々變化してゐる。磁鐵礦は綠色角閃石と褐色角閃石との變移部に直徑 0.1 mm 以下の小粒として見出される事がある以外には殆ど存在しない。細粒質岩型及び粗粒質岩型は礦物組成に於いて中粒質岩型と同様であるが、共に比較的角閃石に富み、細粒質岩型は直徑 0.01~0.1 mm の磁鐵礦粒を多く含む。又粗粒質岩型に於いては、角閃石は直徑 5 cm 以上に達する事がある。斯る巨大な角閃石は中粒質岩型中にも斑點をなして見出される事がある。

斑礫岩中の縞状構造を觀察すると、多くの場合に、上述の細粒質岩型が中心となり、其外側に粗粒質岩型が發達し、更に其外側に中粒質の普通の岩型が在る。即ち、細粒質岩型と粗粒質岩型とが相伴つて、中粒質岩型中に複岩脈の如く發達してゐるのであつて、佐藤氏はスペサルト岩と基性ペグマタイトとが縞状構造を呈する複岩脈をなしてウラル石斑礫岩を貫くものと考へてゐる。上述の細粒質岩型及び粗粒質岩型は斑礫岩中の斑紋及びレンズに於いても同様の關係を以て相伴つてゐるのであるが、之等の岩型は凡ての場合にスペサルト岩或は基性ペグマタイトと云ふが如き脈岩ではないのであつて、Miller³⁾ が San Marcos の斑礫岩體に就いて記載した様に、斑礫岩體中の“Auto-injection structure”を代表するものが多いと考へられる。然し、細粒質のランプロファイヤーが明かな岩脈の形體をなして斑礫岩を貫いてゐる場合もあつて、其一は山崩跡の下部の露出に於いて斑礫岩の縞状構造を殆ど直角に横切り幅約 30 cm の岩脈をなしてゐる（第 6 圖）。顯微鏡下の觀察に依ると、同脈岩は主として亞自形乃至他形粒状の斜長石（直徑 0.05~0.1 mm）、亞自形乃至他形の帶綠褐色角閃石

2) 佐藤戈止 七萬五千分ノ一地質圖（筑波）説明書 昭和 2 年。

3) F. S. MILLER, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 49 (1938), 1213.

(長さ 0.05~0.2 m), 及び粒狀の磁鐵礦(直徑 0.02~0.05 mm)より成り, 少量の燐灰石(長さ 0.05~0.1 mm)を含む。又, 女體山の山頂部に於いて, 橄欖石・透輝石・角閃石斑礫岩中に見出されるランプロファイヤー脈岩の一は主として亞自形乃至他形粒狀の斜長石(直徑 0.05~0.3 mm), 亞自形柱狀乃至他形粒狀の綠色角閃石(直徑 0.05~0.2 mm), 及び他形の帶綠褐色角閃石(直徑 0.05~10 mm)とより成り, 少量の磁鐵礦粒(直徑 0.01~0.05 mm)を含む。帶綠褐色角閃石は自形柱狀の斜長石(長さ 0.05~0.1 mm)を多數に包裹してポイキリテイツク構造を示し, 脈岩の兩壁の斑礫岩に近い部分に特によく發達してゐる。同脈岩に接する部分の斑礫岩中に於いて, 橄欖石の周縁部は透輝石に變化し, 更に後者の周縁部は角閃石に變化し, 三者は相互に不連續的の反應關係を示すが如き構造を以て結合してゐる。然し, 透輝石の周囲の角閃石は, 綠色角閃石或は綠泥石に變化してゐる部分を除けば, 帶綠褐色角閃石であつて, 脈岩の縁邊部の同一鑛物が夫に接する斑礫岩中の透輝石の周囲にまで連續して發達してゐる事がある。従つて, 筑波山斑礫岩中の角閃石の少くとも一部分は, 斯る角閃石成分に富むランプロファイヤーに依つて代表される岩漿が同岩中に貫入せる際, 此岩漿と同岩中の透輝石との化學反應に依つて生じたものと考へられる。

山崩の跡に露出する斑礫岩中には, 同岩及びランプロファイヤー狀の岩脈, レンズ, 斑紋等を盡く貫く花崗岩pegmatite及び同アプライトの脈が多數に認められる。之等の脈は同地の花崗岩中に發達せるものと同様の岩質を有し, 幅 30 cm 内外の岩脈から顯微鏡的の細脈に至るまであり, 斑礫岩を縦横に貫入し, 又屢々同岩とランプロファイヤー質岩脈との境界に沿つて貫入してゐる(第 7, 8, 9 圖)。同様の事實は, 坪井教授に依れば, 筑波山の他の部分に於いても認められ, 杉博士に依れば, 筑波山ケーブルカーのトンネル附近に於いて見出された由であつて, 今回の山崩の跡の露出に於いて其事實が一層確められた次第である。

4. 筑波山の斑礫岩體と花崗岩體との境界は千手澤に於いては海拔 400 m 乃至 500 m の間に在り, 七萬五千分ノ一地質圖で見ると, 他の部分に於いても, 此境界の線は略同様の高さに求められる様である。故に斑礫岩體は平面的に直徑約 2~3 km の大いさを有し, 花崗岩體に依つて其周邊を完全に取圍まれ, 後者の露出の最高部から最高 400 m 上方に突出してゐる事となる。斯る位置的關係のみから判斷すれば, 斑礫

4) 斑礫岩中の角閃石は屢々陽起石に依つて代表され, 又屢々綠泥石に變化してゐるが, 脈岩中の角閃石は陽起石を殆ど伴はず, 綠泥石にも變化してゐない。Miller に依れば, St. Marcos の斑礫岩に於いては, 橄欖石斑礫岩中の淡綠色角閃石及び紫蘇輝石斑礫岩中の濃綠色角閃石は共に岩漿中に於いて既に晶出した輝石と殘液との反應に依つて生じ, 角閃石斑礫岩中に特に多い綠褐色角閃石は同一岩漿の殘液から最後に晶出し, 纖維狀の綠色角閃石は綠泥石と共に岩漿の最後の熱水液から生じた云ふ。(F. S. Miller, 前掲)。

岩體は花崗岩體中に貫入し⁵⁾、前者は宛も一種の岩頸として後者から突出するものであるが如く考へられるが、上述の事實に據つて、斑禰岩體は花崗岩體より相對的に古く、後者に依つて圍まれる一種の包裹岩體であると解釋される。両者が同一の岩漿の結晶分化作用に依つて生じ、時代的に著しい距たりを示すものでないとするれば、先づ最初に花崗岩體が生じ、次いで其一部に斑禰岩體が貫入し、最後に花崗岩アプライト及びペグマタイトが兩岩體中に貫入したと考へる事も不可能ではない。然し、斑禰岩體が花崗岩體を貫く事實、或は前者が後者に接觸變質を與へてゐる事實は未だ見出されず、反つて前の解釋が最も簡單であり且つ妥當である事を示す事實が見出される。

筑波町から東方に約 1 km 距たり、白瀧不動と稱する所の谷間に露出する稍斑狀の黒雲母花崗岩中に、直徑 10 m に達する細粒乃至粗粒の優黒岩質包裹岩が在り、花崗岩アプライトの細脈に依つて貫かれてゐる。此包裹岩は大橋氏⁶⁾に依つて周囲の黒雲母花崗岩と同源のトナル岩質包裹岩であると考へられたが、杉博士⁷⁾の詳細なる研究に據れば、周囲の花崗岩の接觸に因つて著しく變質した斑禰岩質乃至閃綠岩質の包裹岩である。同博士は此包裹岩を周囲の花崗岩と同源とし、原岩漿の分化作用の早期に、其岩漿溜の縁邊部に於いて固結せる斑禰岩の破片が其後に貫入せる花崗岩に依つて捕獲されたものと考へ、筑波山自體の斑禰岩から齎されたものとは斷定しなかつた。然し、其鑛物構成から見て、同包裹岩は筑波山の斑禰岩と疑なく同一起源の斑禰岩で、共に花崗岩の貫入に際して、同一の斑禰岩體から捕獲された包裹岩と考へられる。

筑波山斑禰岩體の縁邊部には黒雲母及び石英が認められる事があつて、佐藤氏は、筑波山東南麓の風返峠の北部に於いて、斑狀黒雲母花崗岩に近接するウラル石斑禰岩中に之等の鑛物を見出した。黒雲母は筑波山頂附近の斑禰岩中にも存在し、特に同岩とランプロフアイヤー脈との接觸部近くに屢々見出される。之等の鑛物は、斑禰岩が包裹物として花崗岩岩漿に捕獲せられた際に、後者からの物質の供給に依つて生じたものと考へられる。白瀧の斑禰岩質包裹岩中にも、周囲の花崗岩の影響に因つて生じた事を示す黒雲母及び石英が見出されてゐる。

5. 筑波山斑禰岩體が花崗岩體中の一包裹岩體であると云ふ解釋が正しいとすれば、同斑禰岩體は嘗て地下に於いて花崗岩體中に完全に包まれてゐて、其後の浸蝕作用に依つて共に地表に露れたものである。而して地表に露れて後に、斑禰岩體の周囲の花崗岩は比較的急速に浸蝕され、斑禰岩體は急斜面に圍まれた山塊として其中央に残されたに相違ない。従つて此斑禰岩體周囲の急斜面は不安定で、降雨の滲入或は地

5) R. OHASHI, *Gabbroic Rocks of Tsukuba*, MS. 1910.

6) 大橋良一 前掲.

7) K. SUGI, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 8 (1930), 29.

震の震動に因つて次第に崩壊して、現在の如く其山麓に廣大な崖錐を形成したと考へられる。然し、崖錐を形成する斑礫岩岩塊中の若干は筑波山斑礫岩體の斜面から崩落したものでなく、嘗て同岩體を取巻いてゐた花崗岩中の小包裏岩で、花崗岩の風化浸蝕された跡に残されたものかも知れない。風返峠北方の山腹に於いては、斑礫岩體の斜面上に同岩の岩塊のみならず、花崗岩の砂及び礫が残されてゐるのが見られる。

31. *Geological Observations of the Landslide Scar of
1938 on Mt. Tukuba, with an Interpretation of
the Structural Relation between the Gabbro
and the Granite of the Mountain.*

By Hiromichi TSUYA,

Earthquake Research Institute.

Mt. Tukuba, 875.9 m above sea level, in Ibaraki prefecture, is composed of two different igneous masses; a gabbroic mass that occupies the central main part, including the summit of the mountain, and a granitic mass that forms several foothills surrounding the gabbroic mass. There is no exposure of the direct contact of these masses that would serve to throw some light on their relative ages and on their structural relations, although the granitic mass is an intrusive into the Titibu series (a Japanese upper Palaeozoic formation) that is developed in the mountains adjoining the southeastern and northern parts of Mt. Tukuba. Thus, a talus of broken gabbro, which forms a large gentle slope extending from within a few hundred meters below the summit to the foot of the mountain, overlaps considerably the granite hills and, in places, completely covers them.

On July 3, 1938, after two days of continuous heavy rain at the end of the month preceding it, a landslide occurred on a steep slope of the gabbroic mass, about 400 m below the top (Nyotai-san) of the mountain, in the eastern margin on the upper course of the Senzyu-sawa valley. The dislodged material, in the form of a mud avalanche, traveled along the valley about 2.5 km forward from the slope off which it broke off and, in doing so, eroded the valley bottom. The gabbroic mass in the landslide area is decomposed into soil to a depth of several meters, and since many fissures occur in the mass, it is likely that water from the heavy rain seeped through the unconsolidated soil until it reached the fresh surface of the mass, and flowing over its surface as a thin film, acted as lubricant, facilitating the sliding of the overlying material. The large talus slope of the mountain may be partially, at least, the result of landsliding incidental to heavy rains like it in the past.

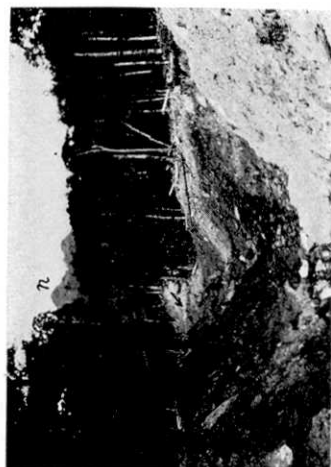
New exposures of both the granitic mass and the gabbroic mass are found in the valley that was eroded by the mud avalanche. Thus a medium-grained biotite-granite is exposed, together with aplitic and pegmatitic veins within it, in the valley almost continuously for a distance of about 600 m from Ôtani, in Tukuba-mati, to Zyuitimen (about 400 m above sea level), where the valley changes its course more or less abruptly from a N.-S. direction in the upper course to a

NE.-SW. direction in the lower. A medium to coarse-grained hornblende-gabbro is exposed, together with lamprophyric veins within it, in the valley bottom near Sagi-isi, about 150 m upstream from the last exposure of the granite. Although a boundary between the granite and the gabbro must therefore be present in the valley within a limit of about 150 m in distance, from Zyuitimen to Sagi-isi, their actual contact unfortunately cannot be observed, being buried beneath the gabbro debris that are accumulated in that part of the valley.

The landslide scar, which makes a cut, about 80 m in length and 100 m in width at its greatest extent, exposes a medium to coarse-grained hornblende-gabbro, more or less banded with layers of a finer-grained gabbro, and intruded by numerous lamprophyric veins. Furthermore, close examination of the exposure shows that both the gabbro and the lamprophyric veins are cut by veins of granite-aplite and granite-pegmatite that are similar microscopically to those in the granite. The exposure, therefore, seems to indicate that the gabbroic mass is older than the granitic mass, and the possibility is suggested, when considered in relation to other field evidences and microscopic data, that the former is a xenolithic mass that was caught during the intrusion of the latter.



第 2 圖



第 4 圖



第 3 圖



第 5 圖

[H. TSUYA.]

[Bul. Earthq. Res. Inst., Vol. XVII, Pl. XXIV.]



第 6 圖



第 8 圖



第 7 圖



第 9 圖

(震研彙報 第十七號 圖版 津屋)

— 所 報 —

○談話會記事

第 142 回 談話會 (昭和 13 年 11 月 15 日)

- | | | |
|--|-----|-----|
| 1. 日本の火山脈に就て | 久野 | 久 |
| 2. 地塊に就て (4) | 今村 | 學郎 |
| 3. 日本島に於ける地質時代と現在の地殻運動の傾度の比較 | {今村 | 學郎 |
| 4. 微動計による観測 (2)
(地震發生の時間的分布) | {石本 | 巳四雄 |
| 5. 日本海溝附近の地殻構造 | 飯田 | 波事 |
| 6. 東京帝國大學構内に於ける地震動加速度の比較観測 (其の 2) | 山 | 口生知 |
| 7. 地殻表面層の共振れ性質 | 萩原 | 章一禮 |
| 8. 風による災害に関する研究 (其の 1) }
逆立振子型風力計の試作 } | {表俊 | 一郎 |
| 9. 昭和 13 年 7 月 5 日豪雨に伴へる六甲山の山崩れと }
神戸市近傍の災害 } | {西村 | 源六郎 |
| 10. 太陽惑星の潮汐論的起源に関する一問題 | 西村 | 源六郎 |
| 11. 構造物の震動逸散に関する模型實驗 | {妹澤 | 克惟 |
| 12. 11 月 5 日東北地方地震調査報告 | 金井 | 清 |
| | 大塚 | 彌之助 |

第 143 回 談話會 (昭和 13 年 12 月 20 日)

- | | | |
|---|-----|----|
| 1. 昭和 13 年 11 月 5 日以後頻發せる地震に就て | 飯田 | 波事 |
| 2. 昭和 13 年 11 月 5 日の地震及其餘震に前後して }
起りたる地電流の變化 } | 越川 | 善明 |
| 3. 變動著しき地域の變動量の修正 | 宮部 | 直巳 |
| 4. 伊豆大島に於ける重力偏差 (第 1 報) | 永田 | 武 |
| 5. 高感度水平磁力變化計の試作 | 永田 | 武 |
| 6. 周期的粘彈性波の走波距離についての減衰 (第 2 報)
附話 先月の報告の補遺 | {妹澤 | 克惟 |
| | 金井 | 清 |

第 144 回 談話會 (昭和 14 年 1 月 17 日)

- | | | |
|-----------------------------------|-----|-----|
| 1. 朝鮮の重力分布に適合する式 | 早川 | 正巳 |
| 2. 微動計による地震観測 (3)
(地震發生の持続性其他) | {石本 | 巳四雄 |
| 3. 丸ノ内表面土に関する實驗 | 飯田 | 波事 |
| 4. レーレー波が地殻の内部層に傳はる條件 | {妹澤 | 克惟 |
| 5. 筋違の耐震効果の理論 (本論その 1) | 金井 | 清 |
| 6. 蘭領東印度諸島附近の地下構造 | 坪井 | 忠二 |

第 145 回 談 話 會 (昭和 14 年 2 月 21 日)

- | | | | | |
|--|-----|-----|-----|-----|
| 1. 火山噴氣口水蒸氣に於ける重水濃度測定 | {柴小 | 田 穴 | 雄 進 | 次 也 |
| 2. 軟弱地盤地域に於ける潮汐の影響 | {宮武 | 部 井 | 直 柳 | 已 吉 |
| 3. 昭和 13 年 10 月 21 日の大なる脈動の観測 | 岸 上 | 冬 | 彦 | |
| 4. 地磁氣異常の地表分布と地下構造 (第 4 報) }
新島本村平地の地磁氣異常と瀬戸山熔岩 } | 永 田 | | 武 | |
| 5. 地磁氣異常の地表分布と地下構造 (第 5 報) }
観測を爲せる地表が水平面でない場合の補正 } | 永 田 | | 武 | |
| 6. 筑波山山津波跡の地質觀察
附筑波山斑礫岩體と花崗岩體との構造關係 } | 津 屋 | 弘 | 達 | |
| 7. 關東南部の地質構造 (房總半島) (1) | 大 塚 | 彌 之 | 助 | |
| 8. 肉眼に映じた地震断層の相互變位に就て | 表 俊 | 一 | 郎 | |
| 9. 大氣波の傳播に伴ふ脈動に就て
附話 前回講演の補遺 | {妹金 | 澤 井 | 克 | 惟 清 |
| 10. 弾性地殻表面層の振動に就て | {西高 | 村 山 | 源 六 | 耶 雄 |

第 146 回 談 話 會 (昭和 14 年 3 月 22 日)

- | | | | | |
|--------------------------------------|------|-----|-----|-----|
| 1. 宮城縣鳴子間歇泉に就て | {野福 | 口 島 | 喜 三 | 雄 太 |
| 2. 熔融岩石に對する水蒸氣の溶解度に就て | 白 井 | 俊 | 明 | |
| 3. 地盤沈下量と降雨量との關係 | 北 澤 | 五 | 郎 | |
| 4. 方位角の観測に於ける Lateral Refraction の影響 | {宮飯渡 | 部 田 | 直 博 | 已 美 |
| 5. 週期の長い強震計記録の例 | {松佐 | 澤 藤 | 光 武 | 雄 助 |
| 6. 最近の草津白根火山の活動 (第二報) | 水 上 | | 武 | |
| 7. 津浜記録から澇口の水位變化を算出する試み | 高 橋 | 龍 | 太 | 耶 |
| 8. 昭和 13 年 6 月 18 日頃大島に頻發せる地震群に就て | {高永 | 橋 田 | 龍 太 | 耶 武 |
| 9. 不規則なる波形をなす分散彈性波の群速度に就て | {妹金 | 澤 井 | 克 | 惟 清 |
| 10. 筋違の耐震効果の理論 (其の 2) | 金 井 | | 清 | |
| 11. 時率磁力計の結果 | 長 岡 | 半 | 太 | 耶 |