群馬県下仁田町に分布する本宿層[*1]中の第二次陥没に関する新発見

New discoveries of the second collapse in the Motojuku Formation distributed in Shimonita, Gunma Prefecture, central Japan

本宿陥没研究会[*2]
Motojuku Collapse Research Group

キーワード：第二次陥没，後期中新世，本宿層，馬居沢層，物語山層，不整合
Key words : second collapse, late Miocene, Motojuku Formation, Maisawa Formation, Monogatariyama Formation, unconformity

はじめに

群馬県西部の下仁田町西半部から南牧村北西部にかけて，後期中新世に堆積した本宿層が分布している．この地域は，今から1,200万年前の中期中新世の時代に始まる地盤の隆起（野村　1991）によって，河川による浸食が進んだため，急斜面の多い地形になっている．

本宿層の研究は，笠井（1934）の東北大学卒業研究で始まった．下仁田町を中心に，長野県を含む周辺地域の地質を調査し，この地域内で，同心円状に堆積している火山岩類の地層を本宿層，長野県側に張り出した部分を兜岩層と命名した．つづいて伊藤（1955）は，本宿層が大規模な環状断層に囲まれ，周辺の砕屑岩層と異なり，純粋の火山噴出物であることを指摘した．Ito（1956）は，本宿層の堆積と同時にカルデラが形成されており，その直径は約10㎞，落差は少なくとも0.5㎞で，上位の兜岩層と不整合の関係にあるとのべた．なお，環状断層としたものは，後にのべるように本宿団体研究グループ（以下，本宿団研と略す）（1968a）が，第一次陥没線とした位置とほぼ一致している．

本宿層の総合的な地質調査は，1965年に発足した本宿団研によって行われた．学生，小・中・高・大学の教員などで構成される総勢約40名前後のメンバーが，正月・春休み・夏休みを利用して，旅館・公民館・寺などに宿泊し，6～10班に分かれて現地調査をおこなった．夕食後のまとめの会では，班ごとに調査の成果を報告し，全体討論の中で出された未解決の課題を翌日の班の調査目標とした．研究組織内に火山岩・植物化石・地質構造・古地磁気・変質作用などの専門グループがつくられ，総合的な研究が進められた（本宿団研 1968b）．その中で，本宿層は第一次陥没に続いて，その中央部に第二次陥没が起きたことが明らかにされた（本宿団研 1968a）．さらに，本宿第一次陥没の発生から，第二次陥没が終了するまでの全体像が示された（本宿団研 1970）．

その後，1999年に下仁田自然学校が創設されたが，小学生を対象にした自然観察会が実施される中で，本宿団研（1968a）が示した第二次陥没の壁は連続せず，これに直交する方向の断層で切られていることが判明した．2000年に，この新しい発見を契機として，どのようにして第二次陥没が形成されたかを解明する目的で本宿陥没研究会が発足した．調査をすすめた結果，第二次陥没盆地内で不整合を発見し，本宿層は一連の地層ではなく，第一次陥没盆地と第二次陥没盆地を埋積した2サイクルの火山活動の噴出物からなることを明らかにできた．また，第二次陥没盆地外縁の撓曲帯の地質構造を新たに発見し，第二次陥没盆地の発生とその過程の具体的な姿の詳細が明らかになってきている．

本報告では，これらの新発見の露頭の記載を中心に，露頭の状況とその意義についてのべる．

本宿地域の地質

本宿団研は，1965年～1968年に本宿地域を調査研究し，その成果を，1968年1月と同3月および1970年の論文等にまとめた（本宿団研1968a，1968b，1970）．この中では主に火山岩類からなる本宿層の層序・地質構造・火山岩類・古地磁気・変質・古生物などの研究成果が公表されている．この成果をふまえ本宿地域の地質について概略すると次の通りである．

本宿地域には，中・古生層（秩父層群・大月層・跡倉層）

2017年12月27日受付．2018年2月11日受理．

＊1 この本宿層は本宿団体研究グループ（1970）の本宿層を指す．

＊2 足立久男[+]・赤松　陽[+]・新井　節[+]・新井豊国・本多優二[+]・方違重治・飯島富司・[故]今井長太郎・野村　哲[○]・大竹二男・桜井　洌[+]・佐藤和平[+]・関谷友彦・寺崎紘一[+]　　[○]執筆責任者　[+]執筆者
連絡先　桜井　洌　〒370-3573　前橋市青梨子1040-2

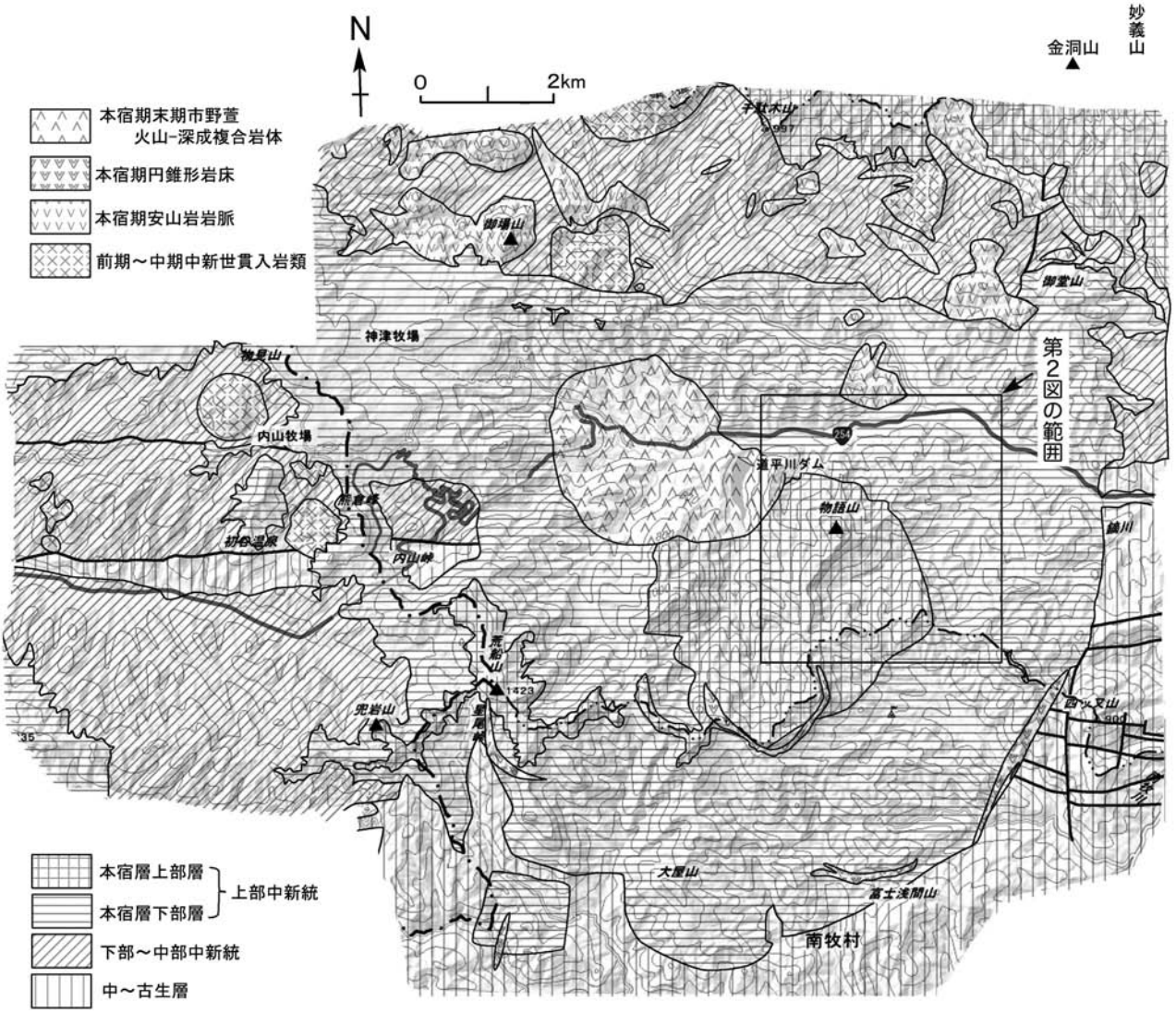
をはじめ新第三系（内山層・下仁田層・駒込層・井戸沢層・福島層など）が分布し，これらを基盤として，この上位に本宿層が堆積している（第1図）．

本宿団研（1970）によれば，本宿層は下部層と上部層に2分され，その間に弱い局所的な浸食面が現れることもあるが，基本的には両者は整合関係にあるとされている（第1表）．下部層は溶結凝灰岩・凝灰角礫岩・ガラス質安山岩などからなり，2層準に細粒泥質凝灰岩からなる湖成層を狭在する．この湖成層からは植物化石等が多産し，化石群の研究から本宿化石群は日本における後期中新世の植物群の一部を代表するものとされた．上部層は溶結凝灰岩・ガラス質安山岩・凝灰岩・凝灰角礫岩などからなり，これらを市野萱貫入岩体が貫いている．本宿団研（1968a）は，第一次陥没盆地は構造性陥没によって発生し，第一次陥没が発生した後，下部層と上部層が堆積し，上部層堆積後にカルデラ式の陥没によって第二次陥没が発生したとしている．

地質についての新事実の記載

2000年に発足した本宿陥没研究会では，発足以来，馬居沢（まいさわ）川流域を中心に調査研究を進め，これまで報告されてきた本宿団研（1968a，1970）の研究成果とは異なるいくつかの新事実を発見した．

新たな発見の第一は，本宿団研（1968a，1970）が上部層とした地層群の中に，不整合が見いだされたことである．不整合より下位は，従来の本宿層の下部層と上部層の一部から



第1図　本宿地域地質概略図

地質調査所（1969），本宿団研（1970）より作成．地質調査所（1969）でMI_2と表記された湖成層より上位を本宿層上部層とした．

本宿団研(1970)				本論文			
後期中新世	本宿層	市野萱貫入岩体		本宿層群	市野萱貫入岩体		
		二次陥没発生					
		上部層	凝灰角礫岩		物語山層	上部層	安山岩層・溶結凝灰岩層
			溶結凝灰岩				凝灰岩層・安山岩層
			凝灰岩				溶結凝灰岩層
			安山岩・凝灰角礫岩			下部層	基底礫岩層・凝灰岩層・軽石質凝灰岩層・安山岩層
			凝灰岩		二次陥没発生		
			溶結凝灰岩		馬居沢層	上部層	溶結凝灰岩層
			安山岩				安山岩層
							凝灰角礫岩層
			ガラス質安山岩(荒船溶岩)				ガラス質安山岩層
		下部層	上部湖成層			下部層	上部湖成層
			凝灰角礫岩・ガラス質安山岩				凝灰角礫岩層・ガラス質安山岩層
			下部湖成層				下部湖成層
			溶結凝灰岩・凝灰角礫岩				溶結凝灰岩層・凝灰角礫岩層
		一次陥没発生			一次陥没発生		

第1表　本宿団研（1970）との層序対比表

なり，溶結凝灰岩層・凝灰角礫岩層・火山礫凝灰岩層・ガラス質安山岩層などで構成され，細粒泥質凝灰岩層からなる湖成層をはさんでいる．不整合の上位の地層は，基底礫岩をもち，溶結凝灰岩層・安山岩層・凝灰岩層などからなる．不整合より下位の地層を馬居沢層，上位の地層を物語山層，両者をまとめて本宿層群とよぶことにする．馬居沢層は凝灰角礫岩層や湖成層などからなる主に水成の下部層と，安山岩層や溶結凝灰岩層などからなる陸成の上部層に，物語山層は水成の下部層と陸成の上部層に区分できる．本宿団研（1970）との層序区分対比表を第1表に示す．

物語山層基底の不整合の発見の他に，撓曲構造を示す第二次陥没壁が多数の地点で観察されること，第二次陥没内に大ブロック岩体が存在すること，第二次陥没盆地内外に第二次陥没壁に平行する岩脈群やブロック境界に貫入したとみられる不定形岩脈などが認められること，なども新たな発見である．

以上のような新事実の主なものについて以下に記載する．露頭番号は第2図に示す．

物語山層基底の不整合

ここでは観察しやすいいくつかの地点について物語山層基底の不整合の記載をおこなう．

三角穴の不整合（第3図；露頭位置は第2図①）

走向N35° E，傾斜25° Wの成層した馬居沢層の凝灰質砂岩層および凝灰角礫岩層を，物語山層の黒色ガラス質安山岩層が走向N20° W，傾斜50° Wで，不整合でおおっている．馬居沢層の凝灰質砂岩層は厚さ1.5mで，軽石粒を含む淘汰の悪い砂岩層である．その上に巨礫～細礫の安山岩礫を含む淡緑色凝灰角礫岩層が堆積している．不整合直下の凝灰角礫岩層中には直径数cm～10cmの赤く焼けた泥礫が含まれている．これらを不整合におおう安山岩層は，厚さ10～20cmの板状節理の発達した黒色のかなり新鮮なガラス質安山岩層である．

馬居沢川上流奥の不整合（第4図:口絵1①；露頭位置は第2図②）

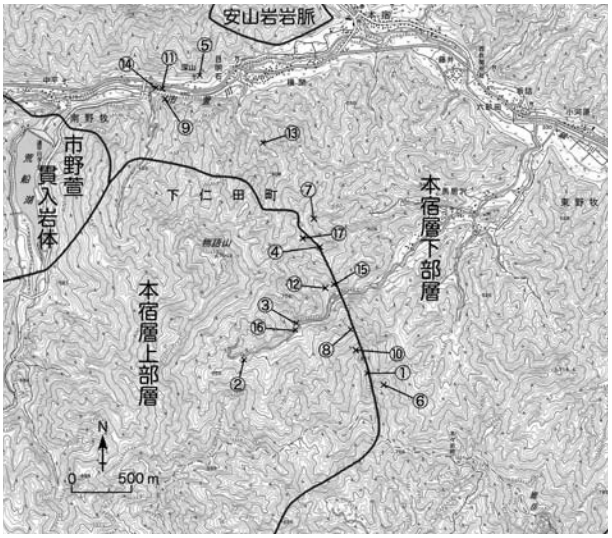
N75° E，44° Nの流理構造をもつ馬居沢層の灰緑色安山岩層を，走向N80° W，28° Nの傾きをもつ物語山層が不整合におおっている．物語山層は，基底に直径数cm～数10cm程度の泥岩・凝灰岩の礫や岩片を含み，主に火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩層などからなる．N5° W56° E, N55° E64° Wの走向・傾斜をもつ小断層がみられる．

馬居沢川左岸の小沢入口の不整合（第5図；露頭位置は第2図③）

60° Nからほぼ垂直に傾斜した馬居沢層の溶結凝灰岩層・細粒凝灰岩層を，走向N45° E，傾斜10° ～30° NWの傾きを持つ物語山層の凝灰角礫岩層が不整合におおっている．不整合面は明瞭でないところもあるが，丹念に調べれば追跡できる．不整合面はおよそ走向N20° E，傾斜12° Wである．上位の物語山層の凝灰角礫岩層が暗青灰色を示すのに対して，下位の馬居沢層の細粒凝灰岩層が淡緑色を示しており，境界を追跡する上で有効である．

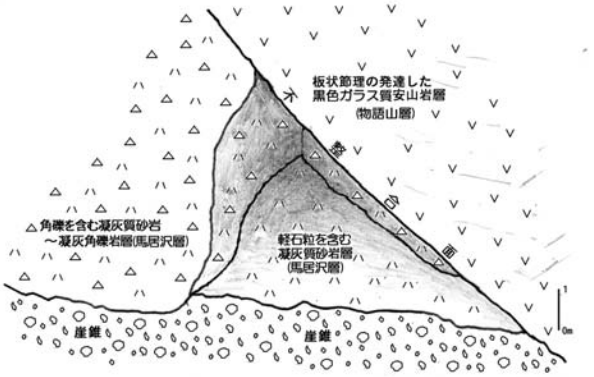
物語山層基底部の崖錐性角礫岩層（第6図；露頭位置は第2図④）

第2図④の位置の物語山層基底部には，直径数10cm～2m

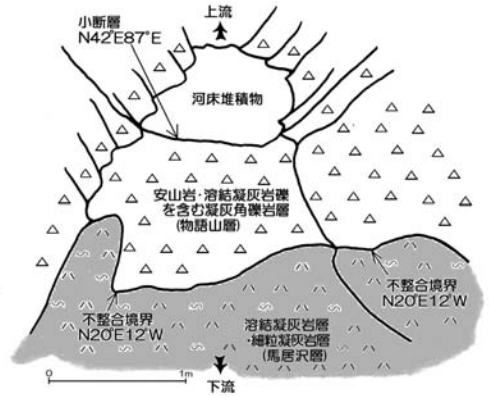


第2図　記載地点露頭位置図
本図の範囲は第1図を参照．実線は地層区分線．①～⑰は露頭番号．国土地理院発行2万5千分の1地形図「荒船山」を使用．

第4図　馬居沢川上流奥の不整合
破線は不整合の位置．破線より下位が馬居沢層，上位が物語山層．



第3図　三角穴の不整合
写真（左）とスケッチ（右）．



第5図　馬居沢川左岸の小沢入口の不整合（露頭スケッチ）
不整合の下が馬居沢層，上が物語山層．

第6図　物語山層基底部の崖錐性角礫岩層
物語山層の基底部に発達している．

第7図　西光寺裏の崖
陥没の壁．白実線は断層，破線は層理面．　W：馬居沢層上部層の溶結凝灰岩層，T：凝灰角礫岩層．中央の断層にはさまれた部分は角礫岩層．溶結凝灰岩の溶結構造は断層にほぼ平行している．

第8図　六車林道終点の切通し
陥没の壁．矢印は断層で，左側は水平構造の凝灰角礫岩層，右側は凝灰質泥岩層で両層は馬居沢層下部層．右上は馬居沢層上部層の安山岩層や凝灰角礫岩層の大角礫集合層で，陥没盆地の中心方向（写真右）に急傾斜している．

にも達する巨大角礫を多く含む角礫岩層が分布している．第6図の右側およそ10m の位置には馬居沢層上部層の火山礫凝灰岩層が分布しており，巨大角礫と同じ岩質である．巨大角礫の間は黄緑色の凝灰角礫岩層が埋めており，こぶし大程度の安山岩礫や軽石を含んでいる．巨大角礫は第6図の中央とその上方にみられるように角が尖っていて，崩壊した直後の形態を保っている．このことから第二次陥没当時，断層を伴って崖を作っていた馬居沢層上部層が，物語山層の火山噴火と同時に崩落して形成された崖錐性角礫岩層であるとみられる．この角礫岩層の厚さは10m 以上であるが，上部は浸食されているため本来の層厚は不明である．露頭下約20m には馬居沢層上部層が露出している．物語山層基底の不整合面は馬居沢川の川底でも見られることから，不整合面には数100m の高度差があることになる．

以上のように各地点の馬居沢層と物語山層の関係は，馬居沢層を物語山層が傾斜不整合でおおう場合や，急傾斜する馬居沢層にアバットするように物語山層が堆積する場合がある．この不整合現象は本宿地域の地史を編む上で重要な内容を提供している．つまり従来は，本宿層（上部層・下部層）堆積後に第二次陥没が発生したという考え（本宿団研 1968a，1970）であったが，筆者らはこの考えとは見解を異にし，物語山層堆積前に第二次陥没が生じたことを示す現象であると考えている．

“第二次陥没壁”－急傾斜帯の中の現象

西光寺裏の崖，六車林道終点および林道沿い，観音寺西沢源頭部，洞穴群の下から6番目および7番目の洞穴内にみられる“第二次陥没壁”の中の現象は以下の通りである．

西光寺裏の崖（第7図；露頭位置は第2図⑤）

西光寺北側の山腹斜面は，走向 N40° E，傾斜15° NW の緩く傾斜した馬居沢層下部層の安山岩層・緑色に変質した火山礫凝灰岩層からなるが，山裾部では第7図のように，馬居沢層下部層を高角に切る形で角礫岩層（層厚約5m）と馬居沢層上部層の溶結凝灰岩層（層厚約4m）が接している．角礫岩層の礫は，馬居沢層下部層の凝灰角礫岩層や火山礫凝灰岩層，凝灰質泥岩層に由来し，礫径は数10㎝～数 m である．角礫岩層の上位に重なる溶結凝灰岩層の溶結構造の走向傾斜は N75° W78° S である．溶結構造ののびの方向に直交する柱状節理が発達している．溶結凝灰岩層と角礫岩層の境界面は凹凸しており，断層粘土は見られないが，角礫岩層中には境界面に平行な数本の断層が見られる．

露頭状況から，陥没に先行した隆起により第二次陥没盆地縁の馬居沢層内に断層が生じて角礫岩層が形成され，その上位に溶結凝灰岩層が堆積した．その後の撓曲の進行により急傾斜の陥没壁が形成されたものと判断される．

六車林道終点の切通し（第8図；露頭位置は第2図⑥）

第8図の左下部は，ほぼ水平構造をなす馬居沢層下部層の凝灰角礫岩層で，熱水変質を受け珪化している．中央付近で厚さ約5㎝の断層粘土をともなった走向 N17° ～22° E でほぼ垂直の断層（矢印）に境されて，右側には小断層の発達する馬居沢層下部層の凝灰質泥岩層がみられ，その上位に安山岩層や凝灰角礫岩層の大角礫の集合層が重なる．この大角礫の集合層は馬居沢層上部層である．これらは北西側（陥没盆地の中心方向）に60° ～80° 傾斜し，第二次陥没壁を形成している．

露頭状況からすると，陥没盆地の沈降とともに凝灰質泥岩層は引張歪により小断層を生じて伸長し，安山岩層等の上位層は節理面等から分離・伸長して角礫の集合層が形成され

第9図　観音寺南沢源頭部
陥没の壁．上方は馬居沢層上部層の安山岩層の大ブロック岩塊．下方は馬居沢層下部層の凝灰質泥岩層で，陥没盆地の中心方向に急傾斜している．

た．引き続く沈降によって急傾斜の陥没壁が形成されたものと判断される．中央付近の断層は，基盤岩中の断層の一部が再活動したものとみられる．

観音寺南沢源頭部（第9図；露頭位置は第2図⑦）

馬居沢下部層の凝灰質泥岩層の上に安山岩層の大ブロック岩塊が重なっている．両層の境界面と凝灰質泥岩層の層理面は走向 N30° E，傾斜65° W で，ともに陥没盆地側に傾斜している．境界面には縦方向の条痕がみられ，撓曲の進行にともなって凝灰質泥岩層上面を安山岩層が左下方向（第二次陥没盆地の中心方向）に移動したことを示している．この陥没壁の延長は観音寺沢の北沢源頭部まで連続することが確認されている．

秋葉山系洞穴群の下から6番目洞穴内（第10図；露頭位置は第2図⑧）

馬居沢川中流の不動明王像付近の対岸を秋葉山の尾根沿いに進むと洞穴群がみられる．第10図の左上は馬居沢層上部層の凝灰角礫岩層で右下は馬居沢層下部層の凝灰質泥岩層である．凝灰角礫岩層は30m を越えるほどの大きなブロックに分かれており，右下の凝灰質泥岩層は走向 N-S，傾斜72° W で陥没盆地側に急傾斜している．2本の断層（洞穴の北側のものは走向 N60° E，傾斜40° W，南側のものは走向 N-S，傾斜25° W）が両層の境界面となっている．露頭状況から，撓曲の進行により凝灰質泥岩層は断層を生じて伸長し，凝灰角礫岩層は節理面等から分離してブロック化したとみられる．

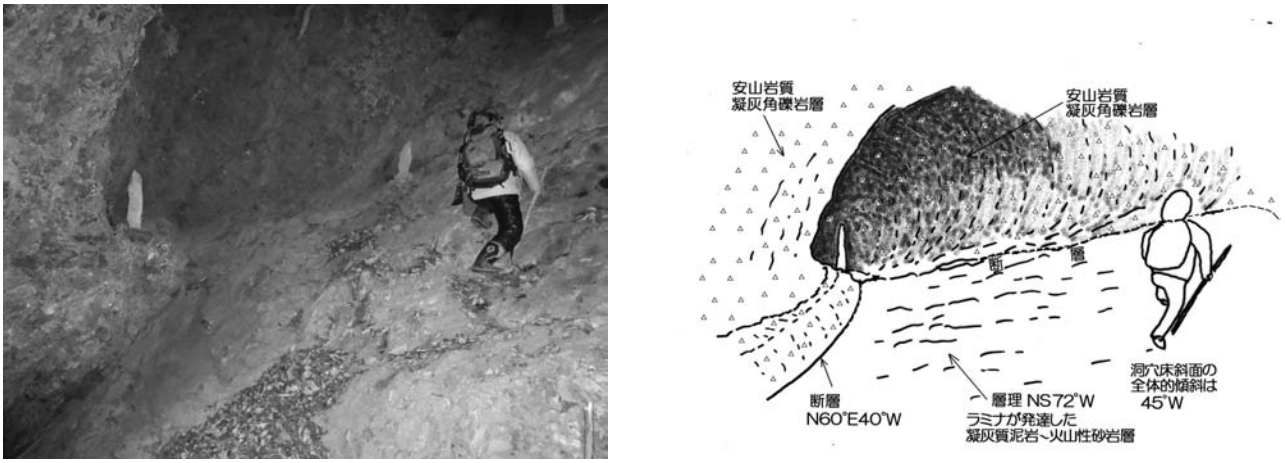
上記のような第二次陥没壁の急傾斜帯の中にみられる現象などから，筆者らは，第二次陥没盆地域の先行隆起と陥没時の撓曲帯中の引張変形により，陥没壁周辺の馬居沢層の破砕や構造擾乱が進行したと判断している．

第二次陥没盆地内部の大ブロック岩体（第11図；露頭位置は第2図⑨）

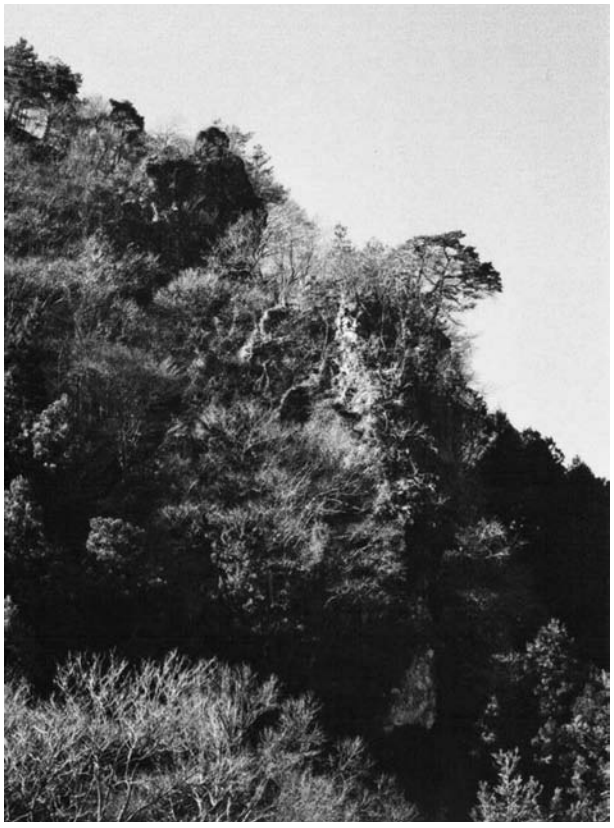
ここでは第二次陥没内部にみられる大ブロック岩体について記載する．

深山集落付近の市ノ萱川南岸には，2本の巨大な岩塔がみえる．その基部には浅い洞穴が刻まれており，馬居沢層の火山角礫岩層が露出している．この火山角礫岩層は数種類の安山岩巨礫で構成されており，火山弾の形態を持つ岩塊や，黒色の硬い泥岩礫が含まれている．岩相は第2図⑧の洞穴群を構成する火山角礫岩層に類似する．堆積構造は不明である．また，奥の岩塔は，固結した黒い泥岩層や砂岩層で構成されており，地層はほぼ垂直に立っている．前述の火山角礫岩に含まれている泥岩礫とよく似ており，泥岩層が火山角礫岩層の下位に位置するとみられる．

2本の岩塔の周囲およそ150×100m の範囲の地層は70° ～



第10図　秋葉山系の洞穴群の下から6番目の洞穴内
写真（左）とスケッチ（右）．陥没の壁．下方は凝灰質泥岩層．上方は凝灰角礫岩の大角礫岩集合層．両層とも馬居沢下部層で陥没盆地の中心方向に急傾斜している．



第11図　大ブロック岩体
2本の巨大な岩塔．鉛直傾斜の馬居沢層からなり，高さは約50m．両方の岩塔は大きなブロックの一部である．

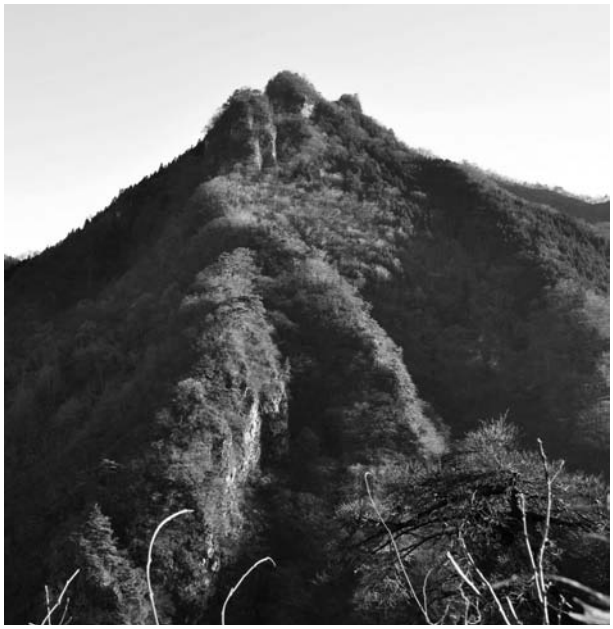
90°に傾斜しており，多数の岩脈が貫入している．これを取り巻くように分布する地層は，馬居沢層上部層の灰緑色凝灰岩層で，傾斜は20°～30°とゆるく，岩塔の構造と不調和である．つまり，これらの岩塔を構成している岩石は，周囲の地層を貫くように分布している．おそらく岩塔を構成する地層は，先行隆起および撓曲時の断層活動にともなって巨大なブロックとなったと推定される．岩塔ブロックは貫入した岩脈によって硬くなっており，その後の浸食をまぬがれて突き出した岩塔となって残ったものと推定される．

各種岩脈

第二次陥没盆地周辺部および盆地内部には，さまざまな岩脈・岩床が発達している．岩脈は，第二次陥没盆地の陥没壁に沿って平行に分布するものと，陥没盆地内部の岩相の異なるさまざまな方向のブロック境界に分布するものの2つのタイプに分けられる．

〈陥没壁に平行な岩脈〉

第二次陥没盆地の東部，馬居沢川本流の陥没壁から盆地外側の馬居沢集落にかけての700m ほどの間には，安山岩，石英安山岩の岩脈が8本ほど認められる．いずれの岩脈も陥没壁や撓曲軸の方向にほぼ平行して貫入している．馬居沢集落



第12図　秋葉山岩塔
急峻な尾根と崖からなる秋葉山岩塔．溶結凝灰岩やガラス質安山岩で構成されている．画像における山頂までの比高は約350m.

南方の秋葉山東斜面に分布する馬居沢層上部層中にも，いくつかの安山岩岩脈が同様の方向に平行して貫入している．秋葉山山頂とその北方に延びる尾根には特に目立つ岩峰が聳え立っている．岩峰の並びが陥没壁に平行な方向であることから，これも岩脈あるいは岩頸とみられる．

第二次陥没盆地の北部では，矢沢川東尾根から市ノ萱川にかけて，陥没壁が北方へ延びるとともに，馬居沢層上部層の走向は北北西から西北西へと変化しており，その周辺に貫入する岩脈も，ほぼ同様の方向に発達している．しかし，矢沢川の中流域では，多数の断層が発達し，岩脈も，後述するように複雑な貫入関係を示すものが多くみられる．

秋葉山岩塔（第12図；露頭位置は第2図⑩）

馬居沢集落から南方を眺めると，異様にとがった岩塔が目に入る．馬居沢集落の西端の西平橋から約500m 上流の小橋付近から南方に延びる急峻な尾根自体は灰白色の凝灰岩～凝灰角礫岩層でできているが，標高750m 付近からは黒灰色をした岩塔が尾根から抜き出るように険しいいくつもの岩壁をみせている．岩塔は溶結凝灰岩や黒色ガラス質安山岩からなり，さらに南方の810m 峰から節理の発達した角閃石安山岩の岩脈が秋葉山へと続いている．これらの岩塔の分布と尾根の延びの方向は陥没壁の延長方向に平行しており，陥没時の撓曲軸方向にそって貫入した岩脈とみられる．

深山（みやま）岩脈（第13図；露頭位置は第2図⑪）

市ノ萱川本流にかかる物語橋直下の河床から175m 下流の右岸壁にかけて，東西方向にのびる安山岩からなる岩脈が露出しており，これを深山岩脈とよぶ．右岸の岩壁は岩脈に直

第13図　深山岩脈
市ノ萱川本流の右岸にへばりつくように垂直に貫入している．

交する柱状節理によって，石垣を積み重ねたようにみえる．この岩脈は断層が活動している最中に，断層を利用しマグマが上昇してできたものとみられる．

〈ブロック境界に発達する岩脈〉

物語橋岩脈（第14図；露頭位置は第2図⑭）

市ノ萱川にかかる物語橋直下から川の両岸に分布し，深山岩脈に直交して N30° E 方向にのびる幅2m ほどの安山岩岩脈が露出しており，これを物語橋岩脈とよぶ．この岩脈は左岸側で二股に分岐している．また，深山岩脈は物語橋岩脈の上流側には露出せず，T 字形に接している．これらの岩脈は第二次陥没盆地内のブロック化にともなって形成されたものと考えられる．

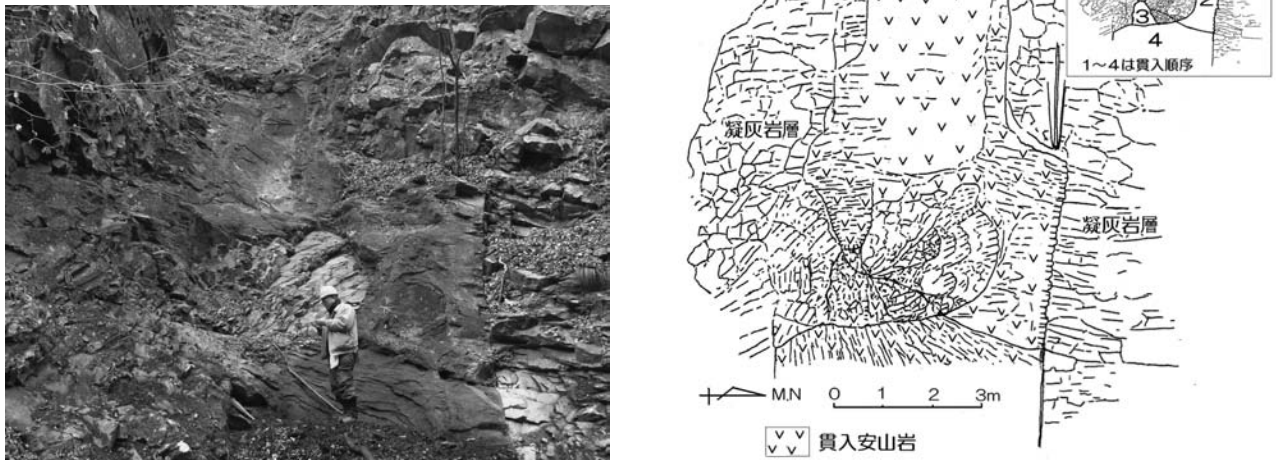
「天狗の足跡」の溶岩給源岩脈（露頭位置は第2図⑫）

馬居沢集落の端から馬居沢川上流約800m の左岸の尾根の中腹に，「天狗の足跡」とよばれている岩壁がある．「天狗の足跡」は厚さ50～60m ほどの溶岩流の一部である．西側の

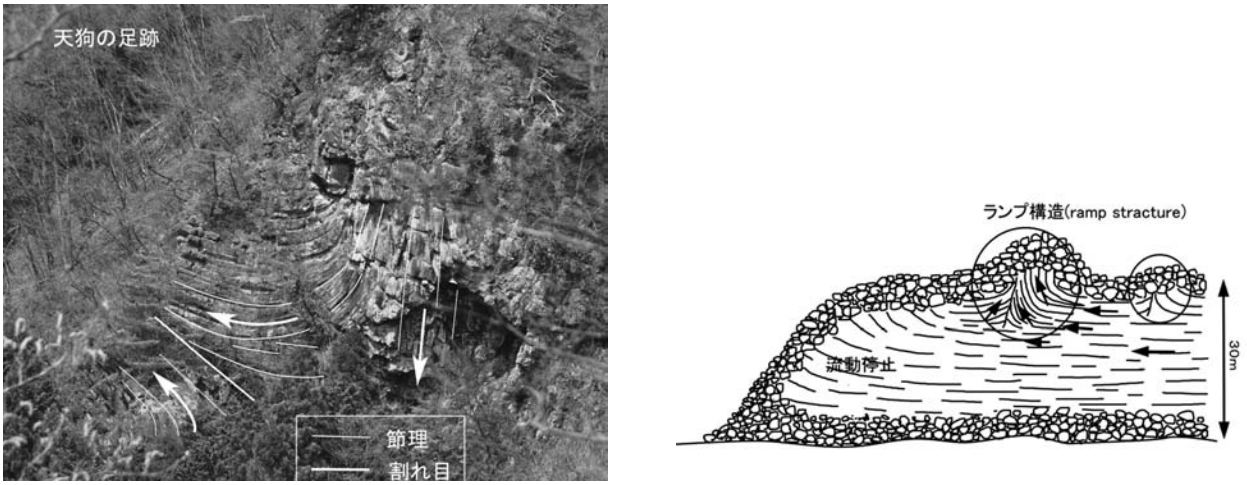
第14図　物語橋岩脈
岩脈は左岸側の崖で二股に分岐している．

谷にはそれを横切って延びる約10m の厚さをもった岩脈が発達し，溶岩流に連続しているようにみえる．この岩脈は給源岩脈の可能性がある．

矢沢川岩脈（第15図1，2；露頭位置は第2図⑬）



第15図　矢沢川岩脈
写真（左）とスケッチ（右）．複数回の複雑な貫入がみられる．



第16図　馬居沢層安山岩溶岩のランプ構造
写真（左）と模式図（右）．矢印（白および黒）は溶岩の流動した方向を示す．

矢沢川の中流域に，同じ箇所で繰り返し4回ものマグマの注入（貫入作用）を受けてできた岩脈が発達している．これを矢沢川岩脈とよぶ．マグマの貫入作用やそれにともなう断層の活動で，岩脈（安山岩）の一部がもまれたようなカタクレーサイト（断層岩）となり，複雑な構造を呈している．矢沢川岩脈は，そのくりかえすマグマの貫入現象から，第二次陥没盆地を埋積している火山砕屑岩類や溶岩を噴出した火道の可能性がある．

以上のように岩脈群のうち陥没壁に平行する岩脈は，湖成層を含む馬居沢層上部層が盆地内部に向かって撓曲した部分に特に集中して発達している．平行岩脈は岩脈の両端で岩相が異なっている場合が多い．一方，陥没盆地内部は，埋積した堆積物が断層で広範にブロック化しており，このさまざまな形態を示すブロック間に岩脈が形成されている．

その他の発見

前述したような発見のほかに，いくつかの珍しい現象の露頭を観察することができたので以下に記述する．

馬居沢層安山岩溶岩のランプ構造（「天狗の足跡」）（第16図；口絵1②；露頭位置は第2図⑮）

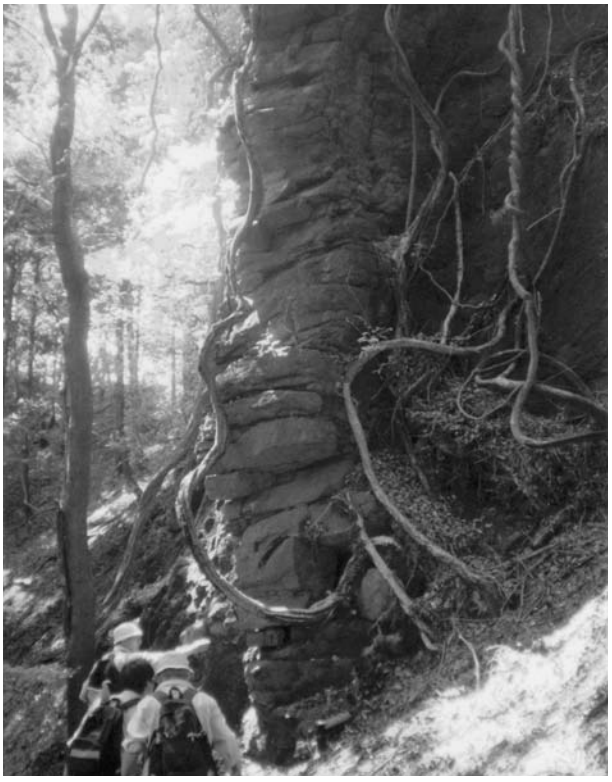
国道254から馬居沢集落へ分岐する橋を渡り，馬居沢集落から馬居沢川沿いに700m ほど行くと右手上方に，第16図左のような模様の奇岩が見える．地元ではこれを「天狗の足跡」とよんでいる．この岩は馬居沢層に属する安山岩の溶岩で，この模様は溶岩が流れた時に形成されたランプ構造である．つまり，前方の溶岩流が停止したため，後から押された溶岩が上の殻を破って押し上げてできたものである．「天狗の足跡」の割れ目に線を引いてみると，図右の模式図と同じ形態を持っていることがわかる．ただし，現在の溶岩は陥没にともなう変動で垂直になっているので，第16図左の写真を90°右に回転させると誕生時の姿になる．

第17図　ハイアロクラスタイト中のジグソー角礫

ハイアロクラスタイト（第17図;口絵1③；露頭位置は第2図⑯）

ハイアロはガラス，クラスタイトは砕かれてできた石という意味である．両方を合わせて，ガラスが砕かれてできた石，というのが最初の定義であった．その後，水中火山岩類の研究が進むにつれて，溶岩が水で冷やされ，砕けてできたガラス質の岩全体を指すように変化した．日本語では「水冷破砕溶岩」という名前でよばれ，水中に流れ込んだ溶岩のうち，水で急冷されて破砕された部分を指す．

2006年8月の調査の時，馬居沢川中流域左岸の物語山層基底部で安山岩のハイアロクラスタイトが発見された．ハイアロクラスタイトは礫がすべて同じ岩質の角礫だけからできており，基質の部分も同じ岩石の破片だけからできている．さらに第17図に示すようなジグソー角礫が存在すると間違いなくハイアロクラスタイトであるといえる．ジグソー角礫は，



第18図　岩脈状溶結凝灰岩
写真（左）とスケッチ（右）．突き出している部分が岩脈状溶結凝灰岩．

同じ場所にあるいくつかの角礫が，元は1つの岩塊であり，破砕して少し動いたことによって離れたことが分かるものをいう．ハイアロクラスタイトの存在はその場所が水底であったことを示しており，物語山層堆積の初期には馬居沢川流域に水域が存在していたことを示している．口絵1③は下仁田町自然史館に展示しているハイアロクラスタイトの標本である．

岩脈状溶結凝灰岩（第18図；露頭位置は第2図⑰）

「天狗の足跡」西側の沢奥，標高760m ピークの西側に，幅1～1.5m で長さ75m にわたって連続する岩脈状の溶結凝灰岩がある．走向・傾斜が N80° E，18° S の弱い成層構造をもつ物語山層の安山岩質凝灰角礫岩層を，N22° W の方向でほぼ垂直に切っている．岩脈状溶結凝灰岩の底部は閉じているようにみえる．

これまで岩脈状溶結凝灰岩の産状は，紀伊半島中央部の中奥火砕岩岩脈などに知られており，カルデラ形成の噴出火道に形成されたものであるとされている（北嶋・和田 2010）．

新事実発見の意義

前述した発見に関してその意義をのべる．

1．本宿層上部層中の不整合の存在

本宿団研（1970）は，本宿層を下部層と上部層に区分し，下位から上位まで整合一連であるとしたが，筆者らは本宿層の上部層中に不整合を見出した．この結果，本宿層は火山活動時期の異なる2回のステージの地層で構成されることが明らかとなった．すでに述べたように，この不整合より下位の地層を馬居沢層，上位の地層を物語山層とし，両者をまとめて本宿層群とよぶことにした．下位の馬居沢層はさらに，主に溶結凝灰岩層・凝灰角礫岩層・湖成層などからなる下部層と，安山岩層・溶結凝灰岩層などからなる上部層に細分できる．一方，上位の物語山層は主に礫岩層・凝灰岩層・安山岩層などからなる下部層と溶結凝灰岩層・凝灰岩層・安山岩層などからなる上部層に細分される．

この区分にもとづく馬居沢層と物語山層の関係は，物語山層が急傾斜する馬居沢層にアバットしたり，傾斜不整合でおおったりしている．この不整合現象は本宿地域の地史を編む上で重要な内容を提供している．つまり本宿層堆積後に第二次陥没が発生したという従来の考え（本宿団研 1968a，1970）とは見解を異にして，物語山層堆積前に第二次陥没が生じたと結論される．

また，本宿団研構造研究グループ（1970）は，第二次陥没の発生は第一次陥没盆地中心部での溶岩集中噴出（本宿層上部層堆積）後で，陥没の発生機構は地下のマグマだまりの物理的変化によるカルデラ式陥没を想定した．しかし，本宿層上部層中の不整合の発見により，本宿層上部層の大半を占め

る物語山層は第二次陥没後の火山噴出物であることが判明した．これにより，筆者らは，第二次陥没の発生機構も，第一次陥没と同様の隆起→陥没の構造性陥没であったのではないかと考えている．

2．第二次陥没壁の撓曲帯

第二次陥没が観察される地域は，断層をともなう幅100～500m の撓曲帯をなし，馬居沢層下部層の凝灰岩層・湖成層および上部層の安山岩層・凝灰角礫岩層・溶結凝灰岩層などで構成されている．こうしたことにもとづき第二次陥没の発生機構の解明を進めた結果，およそ次のような経緯を経たものと推定される．

「“第二次陥没壁”－急傾斜帯の中の現象」で記載したような露頭状況などから，陥没盆地の隆起－沈降とともに盆地縁辺部に歪が集中し，馬居沢層の断層破砕や撓曲による伸長変形などが発生し，その後も継続した盆地の沈降によって急傾斜の第二次陥没壁が形成されたものと推定している．

つまり，第二次陥没は，第二次陥没盆地形成域の先行隆起→陥没盆地縁辺部での断層活動による破砕や構造擾乱の発生→陥没壁周辺の馬居沢層の撓曲の進行→軟質な馬居沢層上部湖成層中の断層群形成と，硬質な安山岩層等の節理面からの分離・ブロック化による伸長→撓曲の進行による高角陥没壁の形成，というような経緯である．

3．第二次陥没盆地内のブロック岩体の存在

もともと水平に近かった馬居沢層が，幅数 m ～数100m の大小のブロックに分断され，それぞれのブロックが走向・傾斜を異にして，第二次陥没の撓曲帯からその内側にかけて分布している．これは，第二次陥没地域の隆起 - 陥没時の断層活動によって馬居沢層がブロック化し，その後の盆地の沈降により急傾斜構造の大ブロック岩体等が形成されたと判断される．

4．各種岩脈の発達

岩脈には，第二次陥没壁に平行するものやブロック境界に貫入するものがあり，物語山層の火道とみられるものもある．第二次陥没盆地内外に発達するこれらの岩脈は，その多くが陥没という特異な領域に分布することから，隆起・陥没といった盆地形成にともなう撓曲運動とそれに続くブロック化の結果，その割れ目を利用してマグマが貫入したものと考えられる．

まとめと課題

(1) 従来区分されてきた本宿層上部層（本宿団研 1970）中に不整合の存在を発見した．不整合の下位層を馬居沢層，上位層を物語山層，両者を一括して新たに本宿層群とした．

(2) 本宿団研（1970）は本宿層上部層堆積後に，カルデラ式の第二次陥没が発生し，第二次陥没盆地を埋める堆積物は存在しないとした．しかし，筆者らの調査の結果，第二次陥没は物語山層堆積前に発生し，物語山層が第二次陥没盆地を埋積していることが明らかとなった．

(3) (2)のことから第二次陥没の発生機構は第一次陥没と同様の隆起→陥没の構造性陥没であった可能性があると考えている．

(4) 第二次陥没の壁は，単純な同心円状ではなく，撓曲や断層をともなう複雑な形態をしている．また，第二次陥没盆地縁の馬居沢層中の角礫岩層や大ブロック岩体の存在は，第二次陥没がブロック化をともなって生じたことを物語っている．

(5) 岩脈の中には第二次陥没壁に平行するものやブロック境界部に存在するものがあり，火道とみられるものもある．これらは，第二次陥没の形成時や形成後にマグマが構造的弱線をぬって上昇したものと考えられる．

(6) 今後は，西および北東地域に調査範囲を広げ，第二次陥没の全体像を明らかにし，地質層序および地質構造に関するより詳しい報告を行うとともに，岩石学的な記載をすることが課題である．また，「その他の発見」の項で記載した，馬居沢層安山岩溶岩のランプ構造・ハイアロクラスタイト・溶結凝灰岩岩脈の意義とその形成機構についても，機会を改めて報告する予定である．

謝　辞

故藤田至則氏，故吉村尚久氏には，研究の見通しと激励をいただいた．元下仁田町長故神戸文夫氏，元下仁田町教育長里見哲夫氏，同教育課長故佐藤　勇氏のみなさんには，地質調査ができる環境を整えていただいた．小井土登喜司氏をはじめ周辺地域の区長，下仁田町馬居沢および周辺の住民のみなさんには，地勢の状況や日常生活との関わりなどについてうかがうことができた．下仁田町自然史館，下仁田自然学校および下仁田自然学校の柳澤桂子氏，今井よし子氏には多くの便宜をはかっていただき，ご協力もいただいた．青木　隆・新井友明・堀越武雄・堀内正直・金井順子・金井克明・川北敏章・北村和子・小林忠夫・小林　隆・小泉　潔・松枝　毅・宮川詳子・武藤　健・中島光紘・中村幸治・名取和歌子・西村龍三・岡野裕一・佐瀬和義・佐藤永太郎・関口玲奈・塩野敏昭・園部　洋・竹越　智・天童寛子・角田史雄・渡辺秀男・山崎　渓・横田彰宏のみなさんには，野外調査でご協力いただいた．また，竹越　智氏には粗稿段階で，中村由克氏および斉藤尚人氏には査読を通して貴重なご意見をいただき，原稿内容を大いに改善することができた．以上のみなさんに厚く感謝する．

なお，ここに報告する地形・断層・岩塊・奇妙な外観を示す巨大な岩などの地質学的な観察結果が，地元のみなさんに広まり，下仁田ジオパークの活動に役だてていただければ幸いである．

文　献

地質調査所（1969）日本油田・ガス田図8「本宿」．地質調査所．
伊藤和明（1955）本宿層およびその周辺の地質について．地質雑，61，358-359.
Ito K（1956）A Dissected Tertiary Caldera of Motojuku, Gumma Prefecture, Japan. Sci Press of the Collage of General Edu Univ of Tokyo, 6, 113-122.
笠井　章（1934）荒船山附近ノ地質及ビ地形ニ就テ．（MS）
北嶋亜以子・和田穣隆（2010）紀伊半島中央部，中奥火砕岩岩脈の産状と形成過程－奈良県川上村中奥ヒボラ谷の例－．地質雑，116，510-521.
本宿団研構造研究グループ（1970）本宿グリーンタフ形成期における造構運動－とくに，陥没機構と火山活動について－．地団研専報，16，81-95.
本宿団体研究グループ（1968a）群馬県本宿地域のグリーンタフ層内で発見した二重陥没構造とその意義．地球科学，22，32-36.
本宿団体研究グループ（1968b）本宿団研の成果と問題－専門分化をめざして－．地球科学，22，108-116.
本宿団体研究グループ（1970）グリーンタフ変動の研究－本宿グリーンタフ層についての団体研究－．地団研専報，18，95p.
野村　哲（1991）関東山地北側の新生代末の隆起過程．地団研専報，38，95-102.

（要　旨）

本宿陥没研究会（2018）群馬県下仁田町に分布する本宿層中の第二次陥没に関する新発見．下仁田町自然史館研究報告，3，1-12.

筆者らは2000年以来，本宿層について調査研究を進めてきたが，これまでに報告された本宿団体研究ループ（1968a，1968b，1970）の研究成果とは異なるいくつかの新事実を発見したので報告する．

従来区分されてきた本宿層上部層中に不整合を発見した．本報告では不整合より下位の地層を馬居沢層，上位の地層を物語山層とし，馬居沢層と物語山層を一括して本宿層群とよぶことにする．

これまで本宿層は整合一連の堆積を示し，本宿層堆積後に二次陥没が発生したとされ，第二次陥没盆地を埋める堆積物は存在しないとされてきた．しかし，第二次陥没は物語山層堆積前に発生しており，物語山層が第二次陥没盆地を埋積している．筆者らは第二次陥没の発生機構は第一次陥没と同様に隆起→陥没の構造性陥没ではないかと考えている．

第二次陥没の壁は単純な同心円状ではなく，撓曲構造や馬居沢層のブロック化を伴う複雑な構造をしている．第二次陥没壁に平行する岩脈群やブロック境界部の岩脈群，また火道とみられるものも観察され，第二次陥没の形成時や形成後にマグマが構造的弱線をぬって上昇したものとみられる．