

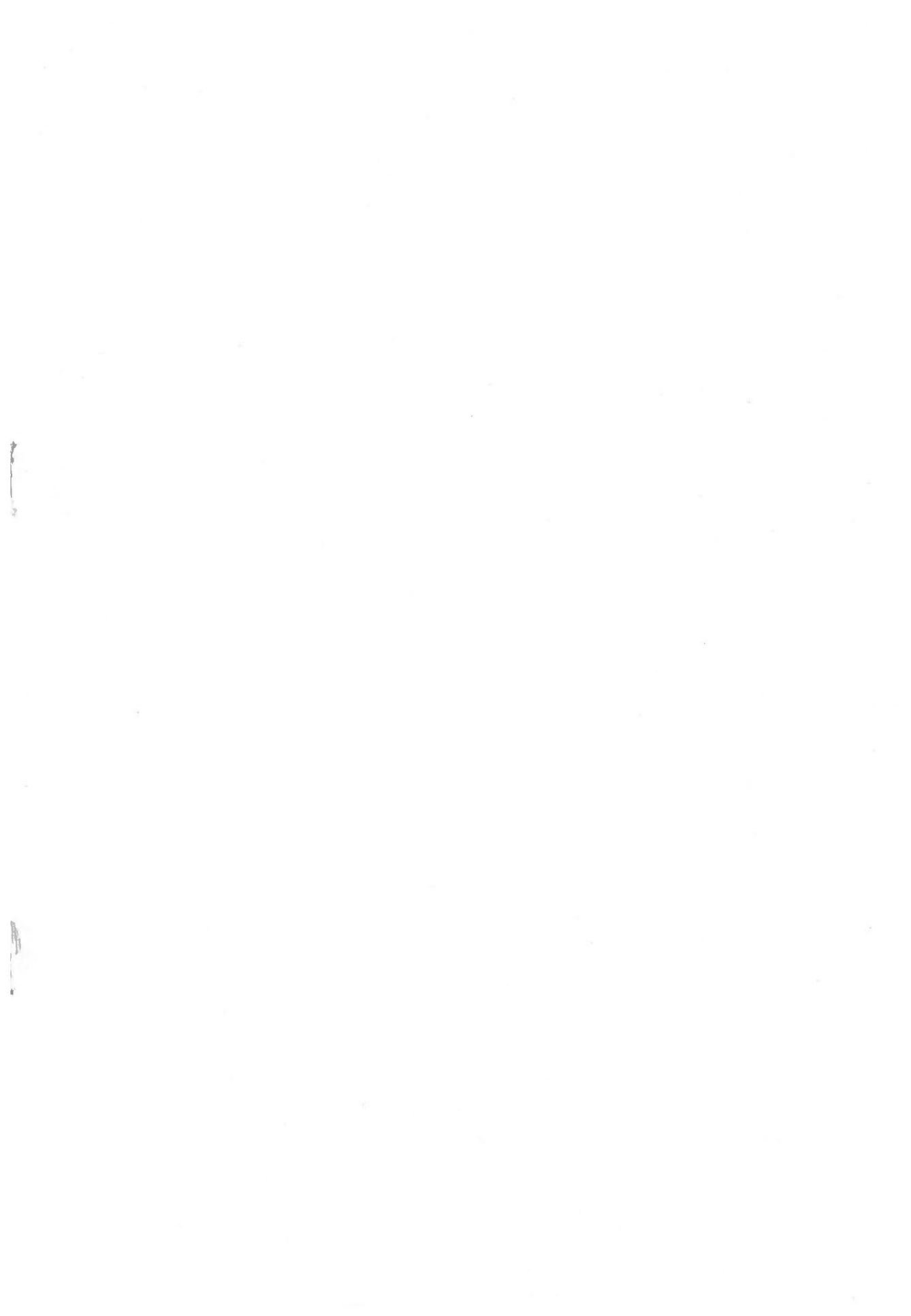
a. XIII.

地質調査所報告 第231号

伊賀構造盆地の
構造地質学的研究

地質調査所

昭和43年11月



55 (521. 64)

地質調査所報告

所長 佐藤光之助

伊賀構造盆地の
構造地質学的研究

通商産業技官 近藤善教

目 次

要 旨	1
I. 結 言	1
II. 地 質	1
II. 1 地質の概要	1
II. 2 基盤岩類	2
II. 3 古琵琶湖層群	4
II. 3. 1 伊賀累層	4
II. 3. 2 甲賀累層	9
II. 3. 3 堅田累層	12
II. 4 高位礫層	13
II. 5 段丘および扇状地堆積層	13
II. 5. 1 段丘堆積層	13
II. 5. 2 扇状地堆積層	14
III. 地質構造	14
III. 1 頓宮断層	14
III. 2 島ヶ原・伊賀断層	14
III. 3 伊賀地区の地質構造	18
III. 4 甲賀地区の地質構造	19
III. 5 信楽地区の地質構造	20
IV. 構造盆地の構造的 특성	21
IV. 1 基盤の構造	21
IV. 2 鮮新統の構造	21
V. 構造盆地の堆積と発達	22
V. 1 伊賀構造盆地の基盤	22
V. 2 伊賀期	22
V. 3 甲賀期	23
V. 4 構造盆地の構成	27
VI. 結 論	27
文 献	28
Abstract	
Plates 1 ~ 6	

伊賀構造盆地の構造地質学的研究

通商産業技官 近藤善教*

要 旨

伊賀構造盆地を構成する古琵琶湖層群において、岩相に基づく層序区分を試み、堆積物の性状・配置・堆積層の側方変化などを究明し、一部に粘土鉱物の研究を併用した。さらに地質構造の解明によって、構造盆地の構成・地殻変動・堆積作用などの関連を明らかにし、伊賀構造盆地発達の推移について論述した。

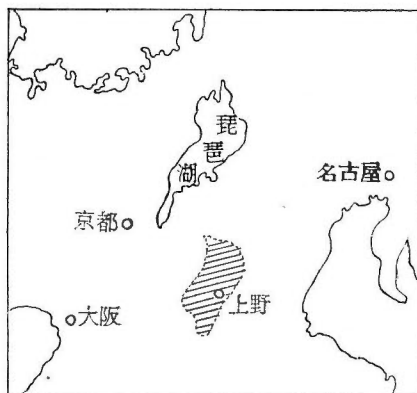
I. 緒 言

伊賀構造盆地は鈴鹿山地と笠置山地の間において、三重県上野市・滋賀県甲賀郡地方を中心として、やや南北に延びた盆地構造を形成している(第1図)。

伊賀構造盆地に分布する古琵琶湖層群については、従来多くの研究があり、なかでも池辺展生(1934)は甲賀郡下において標準層序を樹立し、日本における鮮新-更新階の副模式層としている。最近高谷好一(1963)はおもに古湖沼生物学的な立場から琵琶湖の古地理について論じた。

筆者は1956年以降、5万分の1地質図幅「上野」の作成および窯業原料(粘土・珪砂)調査のため、主として古琵琶湖層群について研究した。その結果、構造運動と堆積過程および構造盆地の構成の間に多くの関連性を認め、本稿においては、とくに堆積層の性状・地質構造の解明に重点をおき、構造盆地発達の推移について論述するのを目的とした。

この研究を行なうにあたり、名古屋大学松沢勲教授に終始御懇篤なる御指導をいただき、かつ原稿の校閲をしていただいた。金沢大学市川渡教授には、微化石の鑑定と貴重な御意見をいただいた。ここに深甚なる謝意を表す。



第1図 位置図

II. 地 質

II. 1 地質の概要

伊賀構造盆地およびその周縁地域を構成する地質は、基盤岩類、これを不整合に覆う中新統、さらにこれを不整合に覆う鮮新統および更新統などからなる。

基盤岩類は古生層、領家コンプレックス、花崗質岩類からなり、おもに盆地の周縁部に露出し、構造盆地内においても処々に基盤の高まりが島状に現われている。これらのうち、領家コンプレックスと花崗質岩類

* 名古屋出張所

が大部分を占めて広く分布し、古生層はわずか一部分にみられるに過ぎない。

構造盆地の東縁部における基盤岩類は鈴鹿山系の一部にあたり、おおむね北北東から南南西に延長して分布し、西縁部よりも高い山地を形成している。

中新統は構造盆地の東部および南部の基盤岩類からなる山地中の数箇所に散点と分布するが、それらのうち鮎河層群は構造盆地にもっとも接近して甲賀町東部に分布する。この付近の鮎河層群は、北側では古生層を不整合に覆い、更新統の砂礫層に不整合に覆われる。南側は断層で花崗岩に接し、西側は構造盆地内に広く発達する古琵琶湖層群と頓宮断層を境に接している。鮎河層群はすべて海成堆積層からなり、土山町鮎河地域に模式的に発達するが、この地域のものはおもに凝灰質砂岩よりなり、泥岩を挟有する。

鮮新世より更新世におよぶ古琵琶湖層群は、構造盆地内に広く分布し、基盤岩類を不整合に覆い、下部から伊賀累層、甲賀累層、堅田累層^{注1)}に区分される。古琵琶湖層群はおもに砂、粘土、シルト層からなり、比較的静穏な淡水性堆積層である。伊賀累層および甲賀累層は、構造盆地の大部分を占めて広く分布しているが、堅田累層はその大部分が本構造盆地の北部に続く近江盆地に分布し、本構造盆地内では北縁の一部に分布するだけである。

以上のほかに、構造盆地南縁部の基盤岩類からなる山地中に、室生火山区に属する鮮新統曾爾層群が分布する。この地域の曾爾層群は基盤の領家コンプレックスを不整合に覆い、全般的には大部分が凝灰質の地層からなるのが特徴で、下部から小長尾礫層、ふろの谷層、室生火山岩に区分されているが、この付近ではふろの谷層は局部的に分布するだけで、大部分は室生火山岩が直接に基盤を覆って分布する。ふろの谷層は凝灰質砂岩、流紋岩質の凝灰角礫岩等からなり、かなり岩層の変化が著しい。室生火山岩は斜長流紋岩質の熔結凝灰岩である。

更新統は前記の堅田累層、高位礫層、段丘堆積層および扇状地堆積層からなる。高位礫層は、主として構造盆地の西縁部および信楽高原に分布する北又礫層、信楽礫層などで、いわゆる山砂利型の堆積物である。本礫層は基盤岩類および古琵琶湖層群を不整合に覆い、構造盆地内にも処々に分布するが、堆積面はすでに開析されてほとんど認められない。

段丘堆積層は、構造盆地内の諸河川に沿い河成段丘を形成して各所に分布し、その分布高度からおおむね高位・中位・低位の3段丘堆積層に分けられる。

扇状地堆積層は、構造盆地東縁の山麓の一部に小規模の扇状地を形成している。

以上のほかに、おもに構造盆地の東縁において鮮新統が基盤岩類の山地に接する山麓部の処々に、崩積礫層がある。本層は主として、基盤岩類から由来した大礫乃至巨礫からなる角礫層である。

以上の地質系統の分類を表示すれば第1表のとおりである。

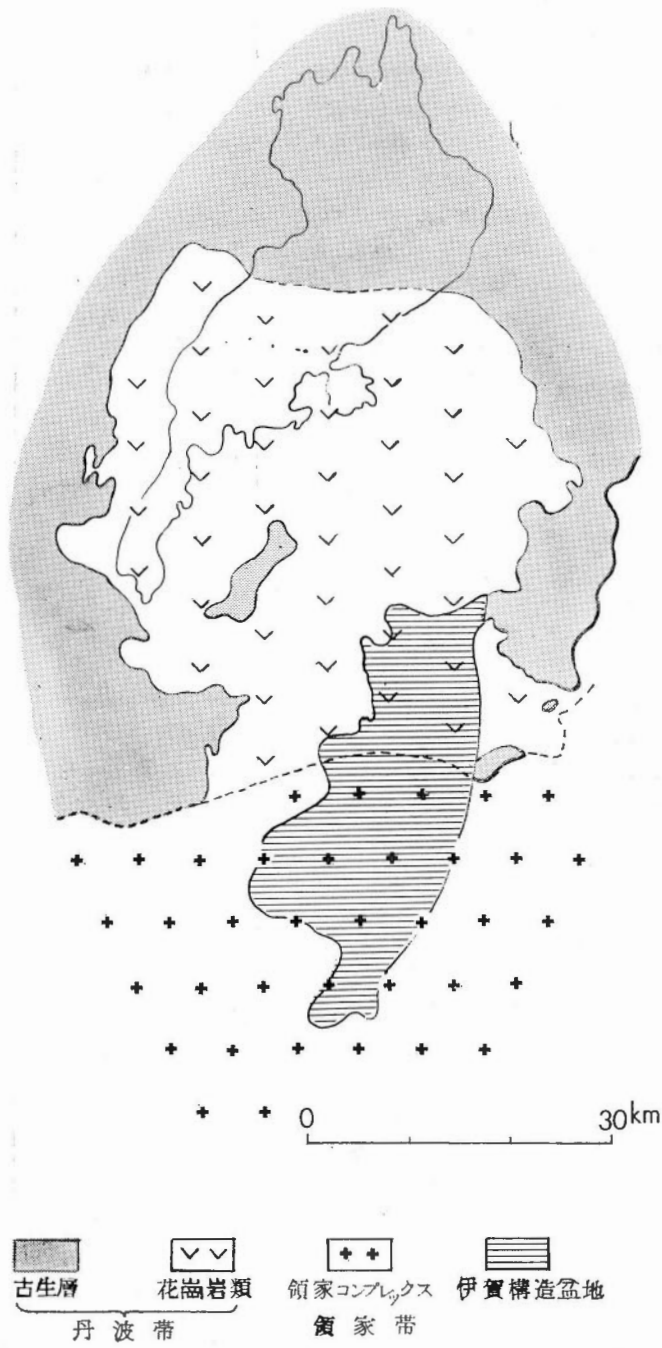
第1表 地質系統総括

現世統	沖積層	
	崩積礫層	
更新統	段丘および扇状地堆積層	
	高位礫層	北又礫層・信楽礫層
	古琵琶湖層群	堅田累層
甲賀累層		小佐治泥岩層 神泥岩層 上馬杉泥岩層
鮮新統	伊賀累層	永谷砂泥互層 伊賀粘土層
	曾爾層群	
中新統	鮎河層群	
基盤岩類	古生層・領家コンプレックス・花崗質岩類	

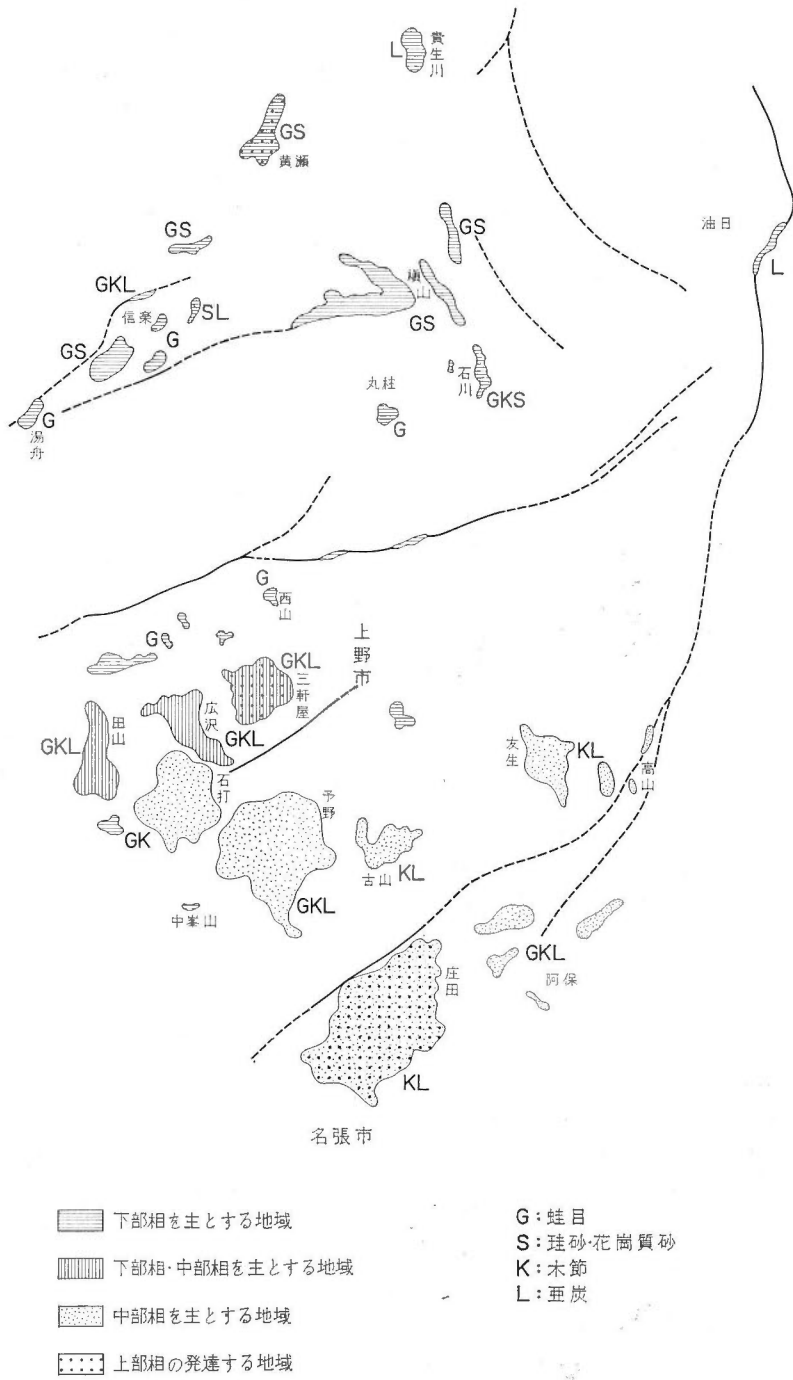
II. 2 基盤岩類

本構造盆地は領家帯と丹波帯にまたがって発達し、基盤岩の大部分は領家コンプレックスと丹波帯に貫入した新期花崗岩類からなっている。この地域の領家帯と丹波帯の境界を求めると、古生層の分布および花崗

注1) 本地域の堅田累層は鮮新世のもので、近江盆地の堅田累層は大部分が更新世のものとみられる。



第 2 図 基盤地質概念図



第4図 伊賀粘土層の岩相分布図

する地域、上野市予野を中心とする地域が本層の模式地である。

本層はおもに蛙目粘土、木節粘土、砂などの累層からなり、凝灰岩・亜炭などを挟有する。模式地付近における層序は、一般に蛙目粘土、珪砂（石英砂）を主とする下部相、木節粘土、亜炭を主とする中部相、シルトを主とする上部相に区分されるが、これらは相互に移化して明瞭な区分をつけ難い場合が多い。

本層の基部は花崗質砂層、またはこれに花崗岩やチャートの角礫を含む砂礫層からなる場合、花崗岩の角礫からなる角礫岩層、あるいは珪砂層や蛙目粘土層からなる場合など種々の場合がある。その厚さは数mないし5m内外である。角礫岩は主として油日東部、貴生川西部、磯尾付近など盆地北半の縁辺部に多く見られる。一般に細・中礫が混在し淘汰はきわめて不良である。烏ヶ原南部、榎山付近、信楽周辺などにおいては、基底面上に蛙目粘土が厚く堆積する場合が多い。烏ヶ原北部、同東部、田山付近、予野・名張周辺、信楽の一部などでは、花崗質砂層、砂礫層あるいは珪砂層が主として発達し、上方へ次第に蛙目粘土に移化する場合が多い。蛙目粘土は一般に灰白色、灰緑色、淡褐色または黒褐色を呈し、径2mm±の石英粒を主として含有し、また少量の長石粒を含みこれらが粘土で凝結されている。

木節粘土層を主とする中部相は、1ないし3枚の亜炭層、シルトおよび砂を挟有し、場所により1ないし2枚の凝灰岩層を伴っている。中部相は厚さ2～10m内外、場所により厚さおよび岩質にかなりの相違がある。木節粘土と亜炭層とは、互層状をなし比較的厚薄変化の少ない安定した堆積状態を示す場合、あるいは両者入りまじって区別し難い場合など、いろいろな岩相を呈している。木節粘土はきわめて微粒質、緻密質を呈し、粘性に富んだ粘土で、木節状の組織を有し滑らかな蠟状の光沢を示すことが多い。一般に黒灰色、淡灰色、青色、青灰色、白色など種々の色調を呈する。凝灰岩層はおもに烏ヶ原を中心とする地域に見られ、“ハンダ”と称される。一般に白色または灰白色を呈し、細粒緻密質のものや、粗粒浮石質のものがある。厚さ10cm内外と最厚2mにおよぶ2枚があり、後者は烏ヶ原地域の一部に局部的に発達する。

上部相はシルト層を主とし、これに花崗質砂層をまじえるが、一部の地域では木節粘土の薄層および蛙目粘土を挟有する。上部相の厚さは数mないし30m内外あり、場所により厚さおよび岩質の変化が著しい。シルトは一般に緑青色、青灰色、暗灰色、淡灰色、淡褐色などを呈し、緻密質でやや堅硬なものから軟質のものまである。このうち青色微細粒の粘土質のものは、青粘土と称され、また少量の砂分を含有する砂質シルトは“にこ”と俗称される。これらはいずれも細かい炭質物破片を含む場合が多く、また雲母質または凝灰質を呈する場合がある。

各地区における本層の岩相変化は、おおよそ次のようである（第4図）。

- (1) 下部相を主とする地区……信楽・榎山・石川・丸柱・中村・今山・長引
- (2) 下部相・中部相を主とする地区……田山・広沢・三軒家
- (3) 中部相を主とする地区……石打・予野・古山・友生・高山・阿保・庄田
- (4) 上部相の発達する地区……三軒家・庄田・黄瀬

(1)の地区は構造盆地の西縁部にあたり、概して蛙目粘土が厚く発達し、榎山付近では蛙目粘土、珪砂または花崗質砂層が厚く発達する。榎山、信楽付近の蛙目粘土は厚さ10mないし14mに達する。(1)の地区では一般に中部相は発達するく、厚さ数mの薄層を伴う場合が多い。

(2)の地区では蛙目粘土、木節粘土、亜炭ともによく発達する。

(3)の地区では下部相の蛙目粘土は少なくなり、中部相がよく発達する。古山・友生・高山・阿保・庄田付近の亜炭層は比較的よく発達し、木節粘土を伴っている。これらの地区では、下部相は花崗質砂層の部分が多い。

(4)の地区では上部相のシルト・砂が比較的よく発達し、試錐調査資料によれば、庄田付近では17m内外、黄瀬付近では30m内外の厚さを示している。

全般的には、構造盆地の西縁部付近には蛙目粘土、珪砂が発達し、西南部ではさらにその内側に隣接して中部相の木節粘土が発達する傾向がある。また構造盆地南部では、亜炭層の発達が著しくなる傾向がある。

伊賀粘土層は三軒家、庄田および黄瀬付近においてももっとも厚く堆積し、約30m内外の厚さを示し、その他の地区ではおおむね10mないし20mの厚さである。

伊賀粘土層中の亜炭・木節粘土・シルトなどには樹片・根の破片・果実・種子などの炭化した植物化石が

多く含まれている。本層中の植物化石については三木茂の詳細な研究があり、*Metasequoia*, *Glyptostorobus*, *Sequoia* を主として産するが、*Pinus fujii* (YASUI) MIKI, *Nyssa*などを伴っている。これらの植物化石はメタセコイヤ植物群に属するもので、比較的温暖な気候を示す植物群とされる。

本層は高谷の伊賀累層中の B₁ 層の下部に該当する。

永谷砂泥互層

永谷砂泥互層は、構造盆地南半の主要部を占めて広い分布を示し、上野市南部の予野・友生地区を中心とし名張・大山田付近におよび、さらに北部では油日・友田・榎山付近に露出し、また信楽付近にも分布が見られる。予野北部の永谷・七本木付近が本層の模式地である。

本層は下位の伊賀粘土層を整合に覆い、おもに中粒ないし粗粒の砂層からなり、これに層状またはレンズ状のシルト層を挟有し、一般にきわめて不規則な互層状を呈する。また場所によっては木節質粘土・亜炭の薄層・凝灰岩・礫の発達が見られ岩相変化が著しい。層厚は最高部80m内外である。

本層の基部は一般に粗粒質を呈し、おもにチャートなどの細礫を含んだ石英質砂層からなり、著しい偽層を呈する。また一部の地域では顕著な礫層が発達する。礫層は名張北部地域、予野北山粘土採掘場付近などにみられ、チャート・片麻岩・花崗岩等の径 1~20 cm の円・亜角礫よりなり、砂または粘土により割合硬く凝結されている。層厚 2~3 m 内外あり、名張北部地域のは風化して赤褐色を呈し、特異な岩相を呈し上部は漸次主要部の砂またはシルト層に移化している。予野北山粘土採掘場付近のものは、下部の伊賀粘土層上部の細粒砂層を整合に覆い、上部は含礫砂層に移化している。

本層の主要部を構成する砂層は、一般に灰白色または淡褐色を呈し、おもに中粒ないし粗粒の石英質砂または長石質石英砂からなっている。一般に塊状を呈し、固結度低く軟質で、チャートを主とし砂岩・花崗岩・石英斑岩などの細礫を含み、偽層の発達が著しい。砂の粒度分布・鉱物組成については、地域によって多少の相違があるが、全般的には類似した傾向を示している(第12図)。

本層主要部に含まれるシルトは、新鮮部では暗灰色ないし灰青色を呈し、風化すると灰白色ないし黄白色に変化し、一般に塊状無層理でかなり堅硬である。シルトは砂質および凝灰質を呈する部分もあり、また低品位の亜炭・炭質頁岩の薄層を挟有し、炭質物を多く含有して木節質を呈する部分もみられる。普通には 1 m ないし 2 m 以下の厚さのレンズ状薄層、または連続性のない単層で砂と互層状を呈し、水平方向への変化が著しい。また場所により 4 m ないし 5 m の厚さに連続発達する場合もみられる。

本層中に挟有する凝灰岩は 2 ないし 3 枚あり、局部的に発達する場合をのぞき、全域にわたり広く錐層として追跡され得るものはない。

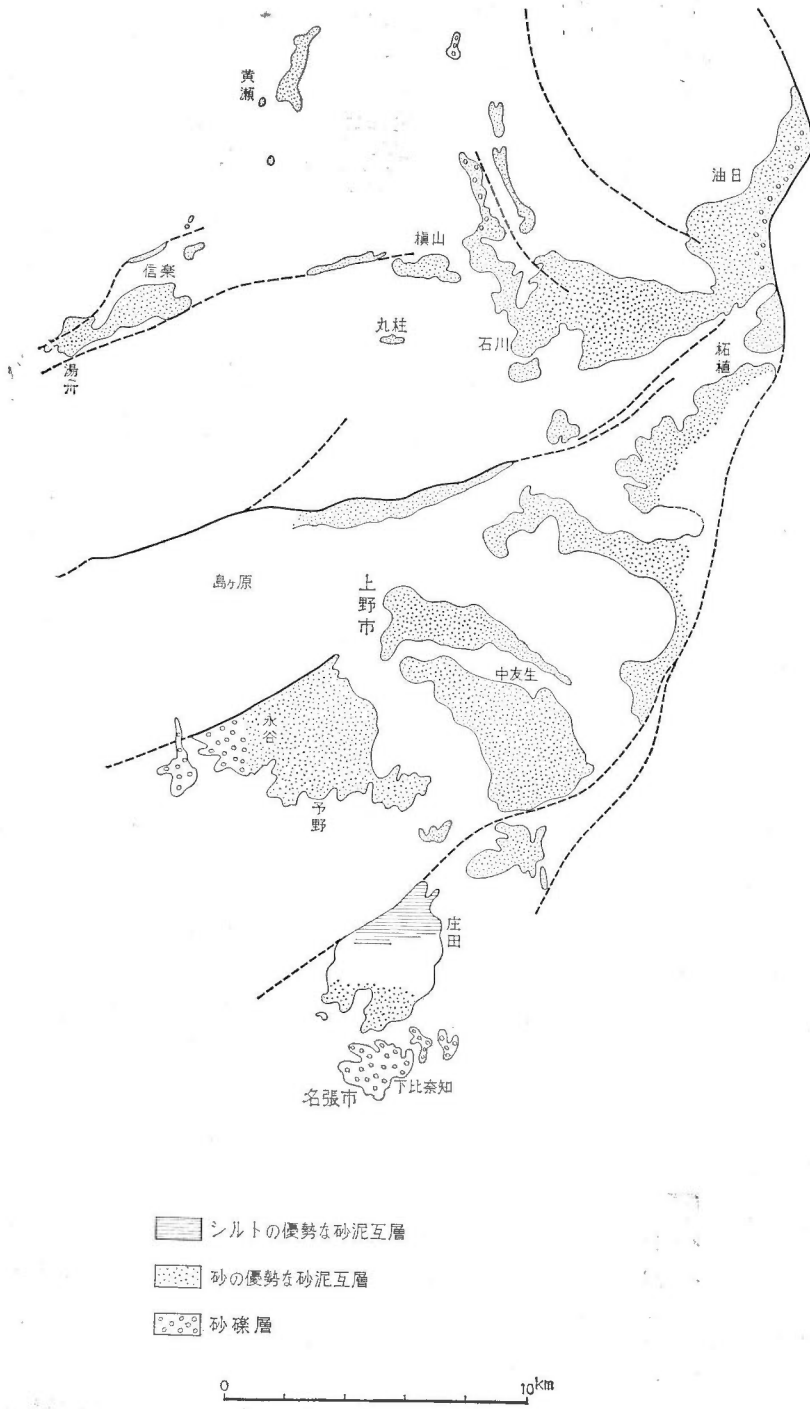
本層主要部は場所によりかなり岩相に相違がみられ、砂の優勢な砂泥互層の地域が大部分を占めて分布するが、局部的には砂礫層の発達地域やシルトの優勢な砂泥互層地域などに区分される(第5図)。構造盆地の大部分の地域を占めて発達する砂の優勢な砂泥互層は、普通には砂層の厚さ 4~5 m、ときに 10 m 内外におよび、シルトの厚さ 1~4 m、ときに 7~8 m を示している。信楽地域北部の黄瀬付近では、砂層が 30 m 以上に厚く発達し、シルトの薄層がまれに挟有される。名張北部の庄田付近は、シルトの優勢な砂泥互層からなる。これより南方へは次第に粒度を増し、西原付近では砂勝ち互層、さらに南部の下比奈知付近では砂礫の優勢なシルトの薄層を挟有するようになり、直接に基盤に接する。予野地域の永谷西部・石打・白樫付近では、砂層は移化して砂礫層となり、チャート・石英斑岩・砂岩・粘板岩などの細・中礫を多く含むようになる。

永谷砂泥互層中のシルト層中には、淡水棲貝類化石が含まれ、局部的に密集または単体の形で産出する。大山田甲野付近のシルト層には、*Sinotaria* sp. (*historicus* Gould?), *Viviparus* sp. の密集部があり、*Anodonta* sp., *Lanceolaria* sp. などを含んでいる。

池辺らは上野市東部(友生地域?)の粘土層から *Viviparus longispira* (SMITH), *Unio biwae* KOBE-LT, *Juglans cinerea* L. の産出を報告している。

柘植北部の小杉付近の本層の赤褐色微粒砂層中から *Stegodon* sp.? の産出が知られているが、これの産出層準はおそらく本層の比較的上部に相当するものと考えられる。

本層は高谷の伊賀累層中の B₁ 層上部に該当する。



第 5 図 永谷砂泥互層の岩相分布図

II. 3. 2 甲賀累層

甲賀累層はシルト・粘土などの泥質岩を主とし砂や凝灰岩を挟有する地層で、全般的に泥質の優勢な堆積層である。本累層は下位の伊賀累層を整合に覆って、おもに甲賀町・甲南町を中心とする盆地北半部に広く分布する。層厚は普通 110～130m 内外あり、場所によって多少厚さをことにする。

甲賀累層の主要部を構成するシルトまたは粘土などの泥質岩は、下部から上部にわたってきわめて類似した岩質を示すが、本累層中に挟有される顕著な凝灰岩の鍵層と、かなりの連続性を示す砂層の追跡によって、本累層を下部・中部・上部に岩相区分することができる。

下部を上馬杉泥岩層、中部を神泥岩層、上部を小佐治泥岩層とする。

上馬杉泥岩層

上馬杉泥岩層は、甲賀累層を構成する地層のうちもっとも広い分布を示し、上馬杉・柑子付近を中心として寺庄・油日・^{あまの}櫛野・神地区に露出がある。これらの地域においては、本層の分布は地質構造にしたがって、おおむね北方に開いた半円弧状を呈している。また本層は柘植・新堂付近にも露出し、川東付近がその分布南限である。上馬杉・櫛野付近が本層の模式地である。

本層はおもにシルト質の泥質岩からなり、これにかなり連続性のある厚薄数枚の砂層と凝灰岩を挟有している。これらは比較的に整然と安定した堆積状態を示し、その境界はきわめて明瞭な層理を示している。

本層の主要部を構成するシルトは、新鮮面では暗灰色または淡青灰色を呈し、風化すると灰白色ないし淡灰色に変化する。一般に塊状無層理、かなり堅硬であるがもろくて乾燥すると角ばった小岩塊に分解する。シルトは粘土鉱物を主とし石英・長石の細粒を多く含むが、少量のガラスを含み凝灰質を呈する部分もかなり見られる。シルトは普通 7～10m内外の厚さを示すが、20m内外の厚層に発達する場合も多い。

本層中に挟有される砂層は、一般に黄褐色または灰白色を呈し、おもに中粒長石質砂からなる。概して砂層は淘汰よく、一般に塊状を呈し固結度低きわめて軟質で、偽層の発達する部分やシルト質の細粒砂またはシルトの薄層をレンズ状に挟有し、葉理を示す部分なども発達する。また一部の地域においては、チャート^{チャート}を主とし、砂岩・粘板岩などの径 1～2 cmの角礫、または径 0.2～0.5 cmの石英および長石粒を含む粗粒砂が発達する。

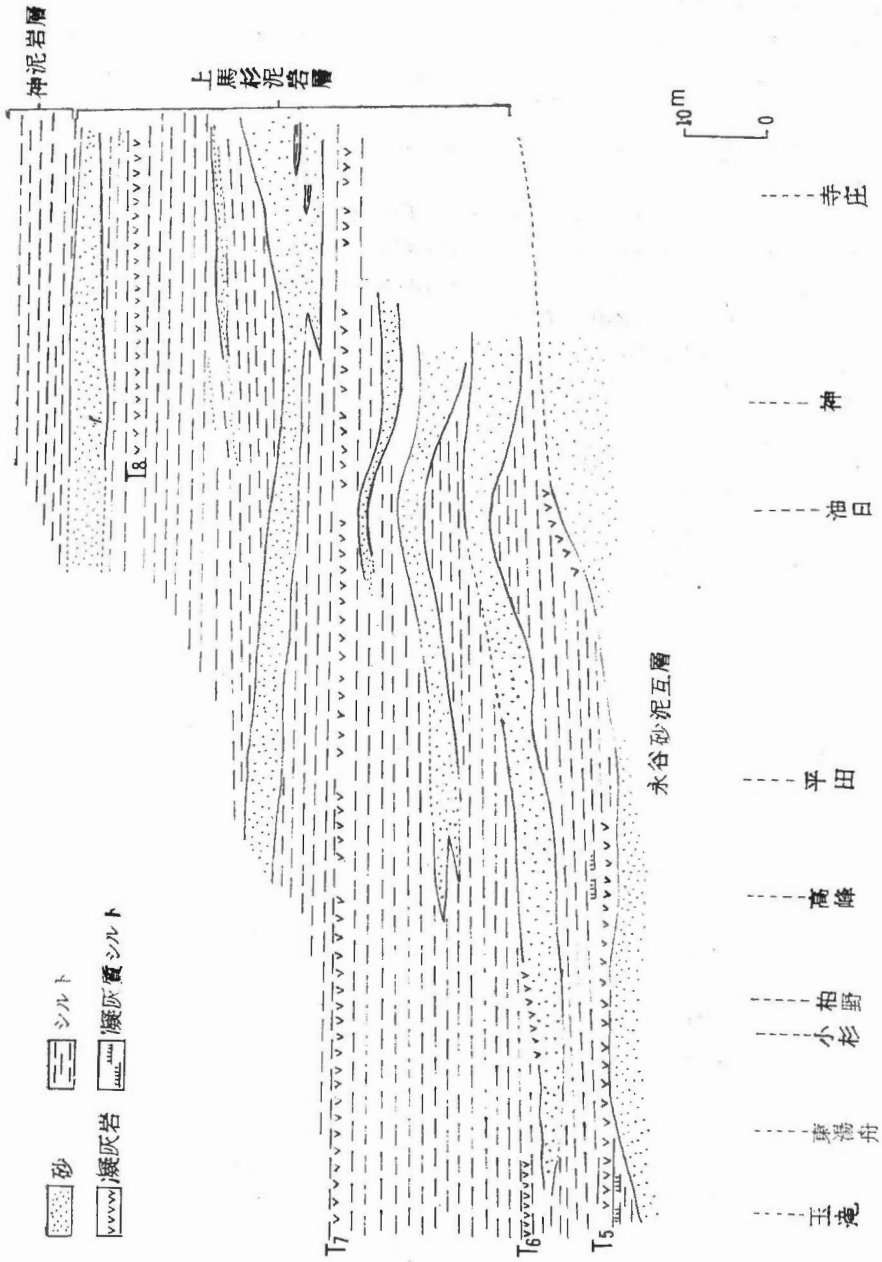
本層中に挟有される凝灰岩は、下部から上部へ T₅・T₆・T₇・T₈ の 4 枚がある。このうち T₅・T₇ の凝灰岩は比較的によく連続分布し、良好な鍵層となる。これらの凝灰岩の性状は第 2 表に示すとおりである。

上馬杉泥岩層の基底は、T₅凝灰岩またはその下位にあるシルト層の下限で、一般に下位の永谷砂泥互層を整合に覆っている。すなわち柘植・新堂付近では T₅凝灰岩が直接に下位の永谷砂泥互層と接する機会が多いが、その他の地域においては、T₅凝灰岩を挟有するシルトの下底が永谷砂泥互層に接している。櫛野・神付近においては T₅凝灰岩は尖滅し、本層下部は全般に粗粒質を呈し含礫砂または粗粒砂が厚く発達して下位の永谷砂泥互層に接するので、本層の基底は決めにくい(第 6 図)。

第 2 表 上馬杉泥岩層中の凝灰岩の性状表

No.	分 布 地	色	粒 度	外 観	層 厚 (m)	組 成 鉱 物
T ₅	磯尾—玉瀧—高嶺—油日 柏野—中友田—柘植	黄白, 灰白	細 粒	緻密・粘土状	0.2～0.5	Mn, Q, Bi, Gl
T ₆	小杉—友田—内保—磯尾	淡黄, 黄茶	細 粒	緻 密	0.1～0.3	Mn, Q, Fe, Gl
T ₇	玉瀧—柑子—上馬杉—平 田—油日—櫛野—寺庄	灰黄緑, 淡黄	細・中粒	砂 状	0.1～0.2	Mn, Q, Pl, Bi, Mg, Gl
T ₈	相模—櫛野—神—寺庄	淡灰, 淡緑灰	細 粒	緻 密	0.05～0.2	Gl, Q, Pl, K

Mn: モンモリロナイト K: カオリン系粘土鉱物 Q: 石英 Fe: 長石 Pl: 斜長石 Bi: 黒雲母 Mg: 磁鉄鉱 Gl: グラス



第6圖 上馬杉泥岩層岩層概念圖

本層の主要部は地域によってかなり岩相を異にしている(第6図)。磯尾一柑子一玉滝一上馬杉一柘植一新堂付近においては、おもに T_7 凝灰岩より下部の地層が分布し、シルトを主とし下位に一枚の砂層を挟有する。砂層は T_6 凝灰岩の下位にあり、層厚1~8mにて場所によってはレンズ状を呈して尖滅するか、または砂質シルトに移化している。油日・櫛野・神付近においては、本層のほぼ全部が分布露出するが、 T_7 凝灰岩より下部の地層はきわめて粗粒質で、粗粒砂の優勢なシルト互層となっている。 T_7 凝灰岩より上部は、岩相変化少なくほぼ一様な堆積状態を示している。厚いシルト層を主とするが、その上下には比較的によく連続分布を示す中粒砂層があり、上位は神泥岩層に整合に覆われる。寺庄付近では、おもに T_7 凝灰岩より上部の地層が露出するが、この凝灰岩の上位約3mにある砂層は、きわめて厚く発達し10m内外に達する。

上馬杉泥岩層の各層準のシルトまたは砂層中には、淡水棲貝類化石および植物化石がかなり含まれ、局部的に単体または密集した型で産出する。とくに T_6 凝灰岩の下位にあるシルト中には、多くの淡水棲貝類化石が含まれている。その多くは保存はあまりよくないが、*Anodonta* sp., *Cristaria plicata spatiosa*, *Lanceolaria oxyrhyncha*, *Unio* sp. などがある。高谷は上磯尾付近のシルト質砂層中の炭質物から *Meta-sequoia disticha*, *Alnus japonica*, *Stryax japonica* の産出を報告している。

本層は高谷の甲賀累層の $B_2 \cdot B_3$ 下部層に該当し、池辺の櫛野層の大部分は本層に包含されるものであろう。

神泥岩層

神泥岩層はおもに上馬杉泥岩層分布地域の北側に分布し、稗谷・砂坂・高野・相模・神付近に露出がある。これらの地域もまたおおむね北方に湾曲した半円弧状を呈している。また深川東部付近にも断層にそって本層の一部が露出する。相模・神付近が本層の模式地である。

本層は層厚34~38m内外あり、その大部分はシルト質の泥質岩によって占められるが、本層最上部には3~8m内外の厚さを示す砂層を伴っている。

本層主要部を構成するシルトは、上馬杉泥岩層のものほとんど類似の岩質を示している。本層最上部の砂層は、一般に黄茶色または黄灰色を呈する中粒砂からなり、固結度低く軟質で、下部はシルトの薄層を挟有して不規則な互層状を呈し、上部はチャートなどの細礫を含有して偽層を呈する場合が多い。

本層の基底は主要部を構成するシルトの下限で、一般に下位の上馬杉泥岩最上部の砂層を整合に覆い、 T_6 凝灰岩の上位約5~8mの層準にある。

本層は全般的に岩相変化が少なく、きわめて安定した堆積状態を示すが、シルトの一部に砂質の部分がみられ、また砂層の層厚および岩相に多少の変化がみられる。

本層の基底部のシルト中には、植物化石および淡水棲貝類化石が含まれ、局部的に密集した型で産出する。その保存はあまり良くないが、*Anodonta* sp., *Cristaria* sp., *Alnus* sp. などがある。

高谷の甲賀累層の B_3 層の中上部、池辺の神村層などが本層に該当する。

小佐治泥岩層

小佐治泥岩層はおもに神泥岩層分布地域の北側に広く分布し、小佐治付近を中心とし岩室・神・鳥居野・砂坂・稗谷付近にわたって各所に露出する。また深川北部にも本層の一部が露出する。砂坂・神保・小佐治付近が本層の模式地である。

本層は層厚38m以上あり、おもにシルト質の泥質岩からなり、これに連続性のある2枚の凝灰岩と砂の薄層を挟有している。

本層主要部を構成するシルトは、甲賀累層下部の各層に含まれるシルトに類似した岩質を示すが、凝灰質の部分も多く含まれ、層厚は最厚部で約30mに達する。

砂層はおもに本層上部のシルト中に挟有され、西出北部に露出する。一般に黄茶色または薄茶色の細粒ないし中粒砂からなり、固結度低く軟質で層厚2m内外の砂層が数枚あり、シルトと互層状を呈している。

凝灰岩は本層基底の上位3~5mの層準に T_6 凝灰岩があり、この上位約14mの層準に T_{10} 凝灰岩がある。 T_6 凝灰岩は本層基底部にそってかなりよく連続分布し、深川・稗谷・砂坂・鳥居野・神北部付近に露出があり、おおそ同じ層準にあると考えられる。一般に淡灰色または黄白色を呈し、層厚5~20cm、と

きに厚さ約1mの凝灰質シルトを挟んで上下に2分し、それぞれ層厚10~20cmを示すことがある。細粒ないし中粒のガラス質凝灰岩で、大部分はガラスからなりきわめて少量の石英と斜長石を含んでいる。ガラスの一部はカオリン系の粘土鉱物に変化している。T₁₀凝灰岩は深川北部・神保付近によく連続分布するが、その他の地域においては断続して分布する。一般に細粒堅硬で黄灰色または灰白色を呈し、層厚30~60cmあり、ときに0.5~1mの厚さの凝灰質シルトをレンズ状に挟有して、上下部のそれぞれが25~60cmの厚さを示すことがある。この凝灰岩の大部分はガラスからなり、少量の石英・斜長石を含んでいる。

T₉凝灰岩の上位のシルト中には淡水棲貝類化石や植物化石が含まれ、高谷は *Lanceolaria oxyrhyncha*, *Anodonta* sp., *Corbicula* sp., *Viviparus* sp. および *Abies* sp., *Picea* sp., *Tsuga rotundata*, *Chamaecyparis obtusa*, *Thuja standishii* の産出を報告している。

虫生野東部に分布する本層上部のシルト中には、多くの淡水性珪藻化石が含まれ、*Stephanodiscus niagarae* EHRENBERG, *Stephanodiscus* var. *minutula* (GRUNOW), *comb. nob. setana*. を産出する。

本層は高谷の B₄ 層および B₅ 層下部、池辺の小佐治層に該当するものであろう。

II. 3. 3 堅田累層

堅田累層は砂・礫などを主とし、シルトや凝灰岩を挟有する地層で、全般的に粗粒堆積層が厚く発達している。本累層はおもに調査地域外の近江盆地の周縁部に分布し、地域内においては本累層下部の一部分が分布するのみである。これを貴生川砂泥互層とする。

高谷によれば本累層は層厚は約200m、7枚あまりの凝灰岩が挟有される。

貴生川砂泥互層

貴生川砂泥互層は、調査地域においては貴生川東部付近にのみ分布し、虫生野および水口橋西南部によい露出がある。これらの地域が本層の模式地である。

本層はおもに中粒ないし粗粒の砂とシルトの互層からなり、下部に一枚の凝灰岩 T₁₁ を挟有する。シルトは層状またはレンズ状を呈して砂と互層する。本層は上限が調査地域外にあるので、正確な厚さは判らないが、おおよそ70m以上に達する。

本層の主要部を構成する砂層は、一般に淡褐色または黄茶色を呈し、主として中粒ないし粗粒のアルコーズ砂からなっている。砂層は固結度低く軟質で、淘汰は比較的によいがチャート・粘板岩などの細礫を含有し偽層を呈する部分も見られる。砂の粒度分布・組成鉱物については地域によって多少の相違があるが、一例を示すと平均粒径 0.36mm、石英 49.7%、長石類 32.7%、雲母類 17.6%、岩片 0.11% である。

本層中に含まれるシルトは、新鮮面では灰青色または暗灰色を呈し、風化すると黄白色ないし灰白色に変化する。一般に塊状・無層理・堅硬で砂質の部分も含まれ、また凝灰岩の層準に近いものは凝灰質を呈する場合が多い。シルト層は普通には層厚1m以下の薄層で砂と互層する場合が多いが、ときに3~4.5mの厚さに発達する。

本層中に挟有される T₁₁ 凝灰岩は、基底の上位約30mの層準にあり、かなりの範囲に連続分布し鍵層となる。この凝灰岩は普通には厚さ50~150cmを示して膨縮するが、虫生野付近で局部的に発達し7m内外の厚さを示している。一般に灰白色または黄白色を呈する細粒緻密なガラス質凝灰岩である。虫生野の最厚部においては、上部約2mは粗粒砂状を呈し、径1~6cm大の円磨された軽石を含有する。この凝灰岩は多量のガラスと少量の石英・斜長石からなっている。

貴生川砂泥互層の基部は、T₁₁ 凝灰岩の下部にある厚い砂層からなり、一般に下位の小佐治泥岩層を整合に覆っている。基底は平坦面または局部的な同時侵食によると考えられる不規則な型を呈し、基底面上には細粒ないし中粒砂、または葉理を呈する砂質のシルトが数米の厚さで累積し、その上位は漸次主要部の砂層に移化している。

本層は一般に岩相変化が多く、シルト→砂質シルト→砂と横に移り変わるが、全体としては下部は砂質が優勢で、上部はやや泥質の優勢な互層になっている。

本層中には一般に化石の産出は少なく、T₁₁ 凝灰岩の上位の凝灰質シルト中から *Viviparus* sp. を得たにすぎない。

高谷は貴生川北西部杣川の三木が報告した植物化石産地を本層下部の異相としているようであるが、調査地域外なので詳細は不明である。三木は杣川におけるシルト中の亜炭層から *Glyptostorobus pansilis*, *Metasequoia disticha*, *Sequoia sempervirens* の産出を報告している。

本層は高谷の甲賀累層 B₅ 層上部および堅田累層 B₆ 層下部に該当する。

II. 4 高位礫層

高位礫層は主として盆地西縁部および信楽高原に分布し、盆地内においても貴生川東部・小佐治北部・相模・伊賀町付近に点在して分布する。古琵琶湖層群の各累層を不整合に覆うが、基盤岩類を直接に覆う場合も多い。田山北部の割尾坂および信楽南西部の杉山付近を模式地とし、これらをそれぞれ北又礫層および信楽礫層と称する。

本層は主として古生層由来のチャート・砂岩・粘板岩・ホルンフェルス、花崗岩類・片麻岩類・石英斑岩などの大小さまざまな円礫または亜円礫よりなり、アルコーズの砂または粘土まじりの砂によって充填されている。礫と基質の割合はおおよそ 9 : 1 位である。礫の大きさは地域によって多少異なるが、径数 cm ないし 10 cm ぐらいのものが多く、ときに 20~30 cm におよぶ大礫を含むことがある。礫層の露出面は風化のために全般に赤褐色ないし黄褐色を帯びて、いわゆるクサリ礫様を呈している。

高位礫層の主要分布地域における高度および層厚を示すと第 3 表のようになる。島ヶ原周辺に広い分布を示す北又礫層の厚さは平均 50m で、長引および白樺北部付近でもっとも厚く 80 m 内外に達する。信楽西南部に分布する信楽礫層の厚さは、平均 78m 内外を示し、調査地域内においてはもっとも厚く最厚約 100m に達する。また分布高度も 300~400m で他の地域にくらべて一段と高く、北又礫層分布地域より平均 150 m の差がある。盆地内部に点在分布する本礫層の厚さは一般に薄く、平均 20m 内外あり、分布高度はおおむね北又礫層に類似する。

高位礫層は高谷の Upper Old Terrace 一部、池辺の笹尾峠礫層に該当する。

第 3 表 高位礫層の概略分布高度と層厚

地 点	最 高 (m)	最 低 (m)	層 厚 (m)
田山北部割尾坂	240	220	20±
田山南部	255	200	55±
月瀬北部	280	200	80±
白樺北部	310	240	70±
島ヶ原東部	240	210	30±
島ヶ原北部	279	150	129>
島ヶ原西部	185	120	65>
治田南部	220	180	40±
信楽町杉山付近	420	320	100±
信楽町小川付近	380	355	25±
貴生川東部	246	210	36±
波濤平	240	210	30±
小佐治北部	250	240	10±
甲賀町相模	235	230	5±
伊賀町山畑	265	230	35±
伊賀町北出	221	210	11±

II. 5 段丘および扇状地堆積層

II. 5. 1 段丘堆積層

この地域の段丘堆積層は、盆地内の諸河川に沿って河岸段丘を形成するもので、おもに砂礫層からなりチャートを主とし、その他に基盤岩類に由来する円磨された中礫ないし大礫が含まれ、粗粒砂で充填されている場合が多い。段丘堆積層は段丘面の分布高度によって、おおよそ高位・中位・低位の三つに分けられる。

高位段丘堆積層 本層は上野市街のある台地を模式地とし、名張市・東田原・上友生・伊賀町山畑・柘植南部・櫛野東部・相模・竜法寺付近に分布し、海拔高度はおおむね 160~250m、厚さは 10m 内外ある。高谷の Upper Old Terrace の大部分に該当する。

中位段丘堆積層 高位段丘面よりも一段低い段丘面を形成して、竜法寺・柘植南部・山畑付近において高位段丘堆積層に接して分布し、その他の地域においても各所に分布する。本層は高位段丘堆積層にくらべ

て、現在の河川により接近しほぼ流路に沿って分布する傾向が多く、おそらく現在の河川の流路ができた後に形成されたものであろう。

低位段丘堆積層 もっとも新期、おそらくは沖積期になってから形成されたもので、現在の河川の流路に沿って分布しその多くは田地に覆われている。

II. 5. 2 扇状地堆積層

本層は柘植北部の与野付近にのみ分布し、油日獄の西側山麓部に西方へ緩やかに傾斜した海拔150~200mの扇状地を形成している。本層は主として砂礫層よりなり、シルトの薄層を不規則に挟有し層厚3~10mあり、伊賀累層を不整合に覆っている。

III. 地質構造

伊賀構造盆地は藤田のいわゆる Kinki Triangle のほぼ中央部に位置し、東に鈴鹿山塊、西に信楽高原、西南に笠置山地があり、三方をこれらの基盤岩類からなる山地に取り囲まれ、北方は近江盆地に連なり、ほぼ東南方へきわめてゆるい湾曲を示した内陸盆地を構成している。

構造盆地内の鮮新統および更新統の一部は、盆地の西縁および南縁の大部分の地域において、基盤岩類を不整合に覆うが、盆地および周辺地域にはほぼ東西および南北系の多くの断層系が発達し、その多くは高角度の逆断層を示し鮮新統および更新統などの新期堆積層と明瞭な境界となっている。盆地東縁にそう南北系の頓宮断層、盆地内を横切る東西系の伊賀断層・花ノ木断層などがその主要なものである。

伊賀構造盆地をその構造的特徴に従って区分すると、南部の伊賀地区と北部の甲賀地区に分けることができる。伊賀地区と甲賀地区の境界は北大河原・西山・佐那具・柘植にわたり、ほぼ東西方向にはする島ヶ原断層、伊賀断層の東の延長線によって区分される(第7図)。

III. 1 頓宮断層

伊賀構造盆地の鮮新統と鈴鹿山塊の西側山麓部の基盤岩類の境をなして、おおむね北北東一南南西にはしる断層は頓宮断層と称されている。頓宮断層は土山町頓宮以北においては、北北西方に延長して新期堆積層の下部に潜在する。鈴鹿山塊の基盤岩類の西縁は新期花崗岩類・古生層・領家コンプレックスからなり、これらの基盤岩類は土山町より南へ大山田村中村付近にわたり、おおむね50~80°内外の高角度で東に傾く逆断層を境として西側の鮮新統と接し、東から鮮新統に押し上げており、この関係は数ヶ所の露頭で観察される。断層際には幅数米の断層粘土・断層角礫を伴った圧砕岩を生じ、これに接する鮮新統の各層は東に急傾斜してまくれ上がっているが、断層際ははなれるに従って地層面は直立からしだいに西へ急傾斜するようになり、断層際より約200m以上はなれると一般にゆるく10°以下となる。

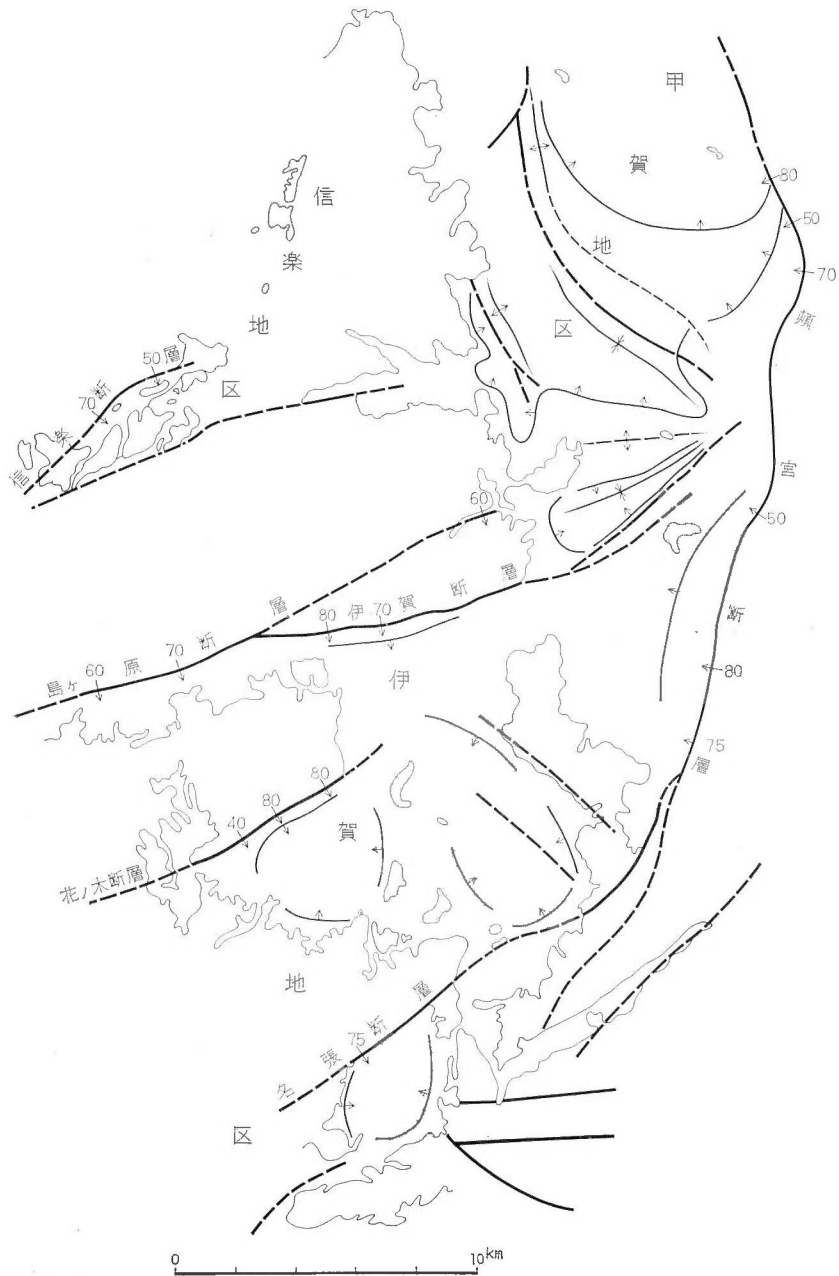
この断層の南方延長は領家コンプレックス内を通るので、断層の正確な位置をきめるのは難しいが、破碎変質帯を連ねるとおおむね高山・阿保を連ねる線上に求められる(第8、10図)。

III. 2 島ヶ原・伊賀断層

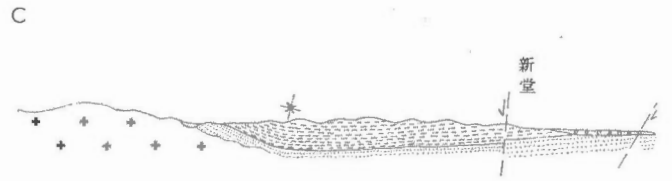
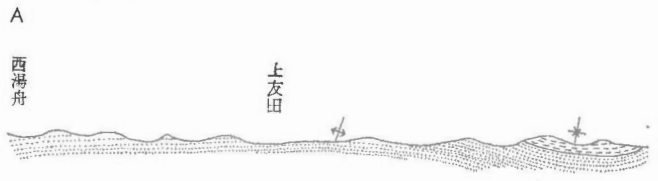
信楽高原と笠置山地の境をなし、おおむねS80°W-N80°Eにはしる断層は島ヶ原断層または木津川断層と称されている。笠置西部より大河原・押原・西山にいたり、これより次第に走向を北に向けて諏訪に連なり、やや東南方にゆるく湾曲した弧状断層である。

押原より西方においては基盤の花崗岩中をはしるが、押原・西山の間では信楽高原南縁の花崗岩類(おそらく新期花崗岩類)は、おおむね50~70°内外の高角度で北に傾く逆断層を境として、南側の更新統北又礫層と接し、北から更新統を押し上げている。断層際は1~2mの厚さの圧砕岩・断層粘土を生じ、これに接する北又礫層はほぼ垂直または北に急傾斜を示している。西山・諏訪の間は花崗岩中をとるので、断層の正確な位置は決めにくい。

西山より東へおおむね $S80^{\circ}W-N80^{\circ}E$ にはしる断層は、伊賀断層と称されている。鳥ヶ原断層とはエシェロン状に連なり、信楽高原の南縁をなす基盤の花崗岩類（領家コンプレックス）は、おおむね 70° 内外の高角度で北に傾斜する逆断層を境として、南側の鮮新統と境している。鮮新統は断層際においては北に急傾斜し、南へ遠ざかるにつれて垂直から南へ傾斜するようになる。断層際より約 $400m$ 南の山神付近で、なお南へ 40° 内外の傾斜を示している。佐那具より東は新期堆積層の下に潜るので詳細は不明であるが、走向をやや北にむけてほぼ柘植川に沿って潜在するものと考えられる（第8図・第9図）。

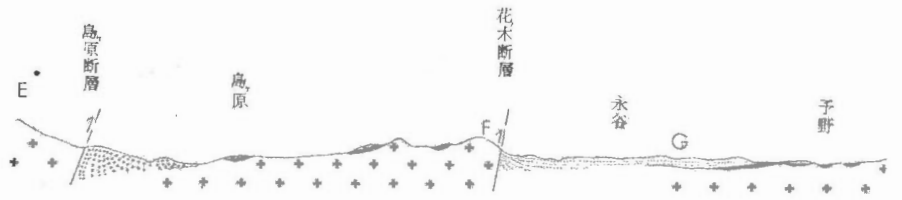


第7図 伊賀構造盆地付近の地質構造図

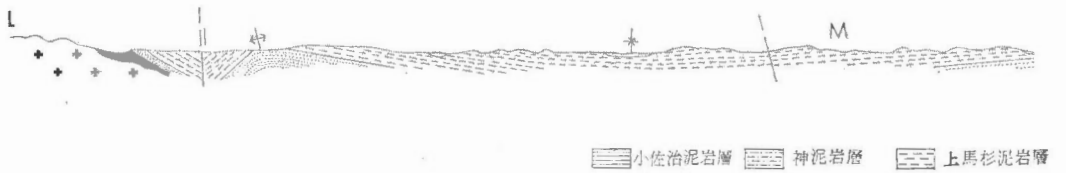


▲▲▲ 崩積礫層 ○○○ 段丘堆積層 〰〰〰

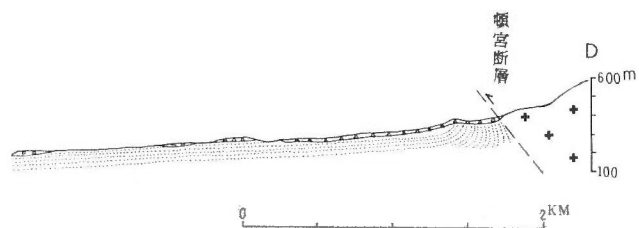
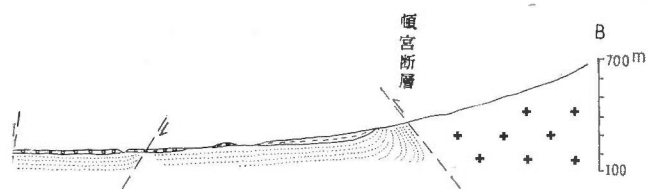
第 8 圖 伊賀町地域・甲賀地区



第 9 圖 伊賀地区

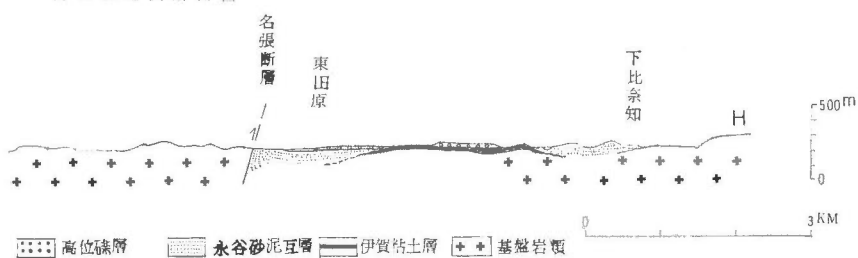


第 10 圖 甲 賀 地 区



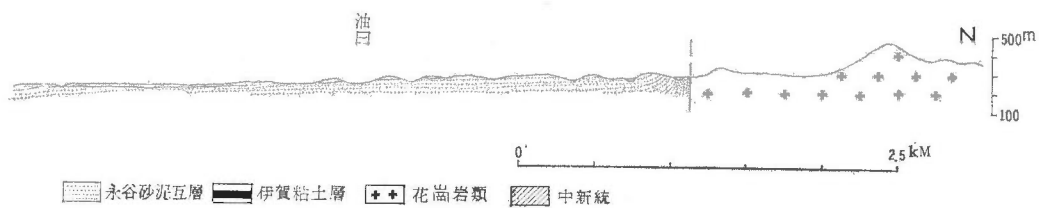
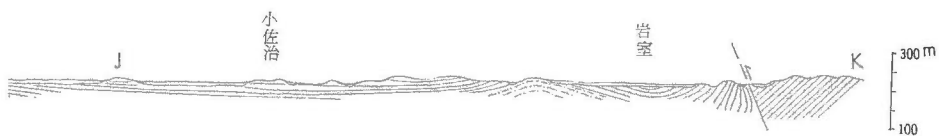
上馬杉泥岩層 永谷砂泥互層 ++ 基盤岩類

南部の地質断面図



高位礫層 永谷砂泥互層 伊賀粘土層 ++ 基盤岩類

地質断面図



永谷砂泥互層 伊賀粘土層 ++ 花崗岩類 中新統

地質断面図

Ⅲ．3 伊賀地区の地質構造

伊賀地区は伊賀構造盆地の南半部にあたり、おおむね柘植川以南の三角形の地区で、伊賀累層がもっともよく発達している。この地区の北縁には島ヶ原・伊賀断層がほぼ東西にはしり、地区内にはこの断層に平行した花ノ木断層・名張断層などがある。これらの断層によって挟まれた地域は地塊化する傾向を示し、いずれの地域においても北側の地塊が南側の地塊に対して高角度で押し上げ、全般的には南側が順次低下する三段の階段状の構造を呈している。

つぎに基盤の構造についてみると、花ノ木断層および名張断層の北側では、基盤の領家コンプレックスが盛り上がって露出し、さらに上野市東部で摺見・佐那具付近へ半島状に基盤の盛り上がりが見られる。また上野市南部の四十九・山出にかけて基盤が点在して露出し、地下浅く半島状に基盤の分布が推定される。

これらの断層や基盤の構造によって伊賀地区は北東部の伊賀町地域、花ノ木断層以北の島ヶ原地域、以南の上野地域、名張地域に区分される(第7図)。

花ノ木断層

島ヶ原地域と上野地域の境をなし北山・法花・白樫・石打北部に連なり、ほぼ $N60^{\circ}E-S60^{\circ}W$ にはしる断層である。島ヶ原地域の南縁をなす領家コンプレックスの花崗岩類は、おおむね $40\sim 80^{\circ}$ 内外の高角度で北に傾く逆断層を境として南側の伊賀累層と接し、北から伊賀累層を押し上げている。断層際には厚さ1m内外の青緑色粘土(緑泥石?)化した花崗岩の破碎帯があり、これに接する伊賀累層は北に急傾斜し、南へ数mはなれると直立から次第に南へ急傾斜するようになり、約200mはなれてなお 30° 内外の傾斜を示す。花ノ木断層の東の延長は、新期堆積層の下に潜るので詳細は不明である。北山・白樫の間では本断層の落差はほぼ100m内外と推定されるが、石打北西部では次第に落差を減じ、本断層の西方への延長はわかりにくくなる。この断層を西方へ延長すると、月瀬北部においては北又礫層・伊賀累層・基盤岩類を断つことになるが、その証拠はみられず、北又礫層の一部が南へ急傾斜することや伊賀累層の分布状態などから、本断層の西方延長は南へ傾くゆるやかな撓曲となっていることが考えられる(第9図)。

名張断層

名張断層は上野地域と名張地域の境をなし、西田原・丸山にかけ $S55^{\circ}W-N55^{\circ}E$ に走り、これよりやや東南方にゆるい湾曲をした弧を呈してエシエロン状に連なり摺見・喰代をとおり中村付近において頓宮断層に合する。西田原・我山の間では、上野地域の南縁をなす領家コンプレックスは、おおむね 75° 内外の高角度で北に傾斜する逆断層を境として南側の伊賀累層と接している。伊賀累層は断層際においては北西に急傾斜し、南へ200m以上はなれると南方へゆるい傾斜を示すようになる。本断層は西田原から西方へは基盤岩中をはしり、我山から東は基盤岩中や沖積層の下をはしり明らかでないが、喰代付近では伊賀累層と基盤岩類が本断層の延長と思われる付近において接している。断層の露頭はないがその近くと思われる地点で、伊賀累層は北西へ 50° 以上の急傾斜を示し、その分布状態からおそらく東側の基盤岩類は逆断層を境として西側の伊賀累層に接すると考えられる(第9図)。

島ヶ原地域

基盤を構成する領家コンプレックスが広く露出し、その表部の無数の低凹地を埋積して伊賀粘土層が発達する。伊賀粘土層基底面の構造は、全般的には断層の影響を反映して南に高く北に低くなる傾向を示し、個々の低凹地においては盆地構造を呈するものが多く、周縁部では 30° 内外、中心部では数度のきわめてゆるい傾斜を示すのが普通である。

上野地域

上野地域には伊賀累層がとくに広く分布するが、中央部の各所にみられる基盤の露出状況および全般の地質構造からみると、中央部に南北に連なる基盤の盛り上がりによって、上野地域は東部および西部に2分される。東部および西部の伊賀累層は、断層および基盤に接近した地点などの局所的な異常を除いては、一般に数度の緩傾斜を示し全般的にそれぞれ小盆地構造を呈している。

西部の伊賀累層基底の構造は、島ヶ原地域と同様に南に高く北に低い傾向を示し、北縁は花ノ木断層によって切断され半盆状構造を呈している。伊賀累層は南部に広く分布する基盤岩類にアバットする場合も多

く、さらに基盤上の多くの小凹地に堆積がみられる。

東部の伊賀累層基底の構造は、おおよそ下友生付近を中心とし北西～南東にのびた盆状を呈するものと推定され、試錐結果によれば中心付近で約 100 m の厚さがある。

名張地域

名張地域は伊賀構造盆地の南端部にあたり、名張断層によって基盤岩類は局部的に低下するが、地区南縁部に再び盛り上がって広く露出し、伊賀累層はその間の凹所を埋めて各所に散在分布する。東田原を中心とする地域の伊賀累層は本地域内でもっとも広い分布を示し、北縁は名張断層に断たれた半盆地構造を呈している。地層は断層付近をのぞいて 10° 以下の緩傾斜を示し、おおむね中心部にむかい傾斜する。

伊賀町地域

伊賀町地域は頓宮・伊賀断層および基盤岩類に囲まれた三角状の地域であるが、基盤岩類の露出は少なく鮮新統・崩積礫層・段丘堆積層の分布が広い。基盤岩類は下柘植付近に盛り上がって見えるが、崩積礫層に覆われて鈴鹿山塊との連なりはわからない。鮮新統の構造は頓宮断層付近の異常をのぞいて、一般には西へ 10° 以下の緩傾斜で単斜構造を呈している（第 8 図）。

Ⅲ・4 甲賀地区の地質構造

甲賀地区は伊賀構造盆地の北半部にあたり、東側の鈴鹿山塊と西側の信楽高原との間に挟まれた低地域をなし、鮮新統の各累層がもっともよく発達している。鮮新統は盆地の東縁部においては頓宮断層を境として鈴鹿山塊の基盤岩類と接し、西縁部では信楽高原の新期花崗岩類を不整合に覆うが、アバットして接する場合も多い。本地区内には鮮新統が広く分布しているために基盤岩類の地表露出は少ないが、本地区南部の下友田・小杉付近にみられる基盤岩類の露出状況および付近の地質構造からみると、この付近に西から東へ半島状にのびた基盤体が地下浅所に存在するものと推定される。この他に地区北縁の水口町・甲賀町岩室付近に基盤岩類の小露出がみられ、島状に浅く盛り上がって存在する。

甲賀地区の鮮新統は伊賀・甲賀・堅田の 3 累層が分布し、南縁部より北方にむかい順次下位より上位の各層が累積分布し、全般的には北に開いた半盆地構造を示しているが、背斜・向斜構造を示すところがあり、またこれに伴ったとみられる小断層もあって、ところにより傾斜方向・傾斜角が種々異なり、傾斜角は一般に 10° 以下の緩傾斜であるが、局部的に $40\sim 50^{\circ}$ 内外を示すところもある。

甲賀地区南部

甲賀地区南部の下友田・小杉付近にわたりほぼ東西の背斜構造がみられるが、おおむね基盤岩類の隆起帯に沿うものと考えられ、伊賀累層が幅広く露出する。この背斜構造は北翼が数度ないし 30° 内外の傾斜であるのに対し、南翼は $15\sim 45^{\circ}$ とときに $70\sim 80^{\circ}$ におよぶ急傾斜を示し、一般に東部はゆるく西部は急傾斜となる傾向がみられ、背斜軸面が北に傾く非対称背斜構造を呈する。南翼の伊賀・甲賀累層の境付近には、しばしば多くの破碎帯または小断層を伴っている（第 8 図）。

この背斜構造の南側に隣接して新堂北部にはほぼ $N60^{\circ}E-S60^{\circ}W$ にわたる向斜構造があり、狭長な舟状構造を呈して分布する。この向斜構造の北翼は、北側の背斜構造の南翼に連なり、向斜構造の南翼は 10° 以下、東西縁辺部では $15\sim 20^{\circ}$ の傾向角を示し、全般的に向斜軸面が北に傾く非対称向斜構造を呈する。この向斜構造の南縁部に沿い新堂・桶岡・倉部北部を連ねる北落ちの小断層が存在する。

甲賀地区西部

甲賀地区西部の玉滝付近の鮮新統は、局所的な異常をのぞいては全般に北東へ 10° 内外の緩傾斜を示すが、玉滝北部付近にはほぼ $N20^{\circ}W-S20^{\circ}E$ にわたる背斜構造がある。背斜構造の頂部には伊賀累層がきわめて狭長な分布を示して露出し、東翼は $10\sim 15^{\circ}$ 、時に 40° 内外の傾斜を示すが、西翼は $30\sim 55^{\circ}$ 内外の傾斜を示し背斜軸が東に傾いた非対称背斜構造を呈する。西翼は背斜軸に平行した小断層によって傾斜は北東へ $5\sim 40^{\circ}$ 内外を示すようになり、西側の基盤花崗岩類にアバットして接している。背斜構造の南縁は、玉滝付近でその延長方向を断たれ、鮮新統は全般に北東へ傾斜して友田付近の背斜構造の北翼と合一する（第 10 図）。

甲賀地区中央部

甲賀地区の中央部は草津線沿線の低地帯より西側の地域で、下馬杉を中心とする付近である。この地域の鮮新統は甲賀累層が広く分布し、柑子・下馬杉・高嶺を連ねてほぼ北西～南東にわたり、わずかに南西に湾曲した弧状の軸を有する向斜構造を呈している。向斜構造の西部翼は、友田および玉滝付近の背斜構造の北翼および東翼に連なり、一般に傾斜はゆるく 10° 内外、ときに $40\sim 50^{\circ}$ の傾斜を示す。東北翼においても西南翼と同様に一般に 10° 内外の緩斜を示し、この地域全体がきわめてゆるい対称向斜構造を呈している。東北翼には向斜軸にほぼ平行した小断層や破碎部がみられる（第10図）。

甲賀地区北東部

甲賀地区北東部は草津線に沿う低地帯の東側にあたり、甲賀累層の主要分布地域である。鮮新統は北部の異常地域をのぞいては、おおむね小佐治付近を中心とした北に開いた半盆地構造を呈し、一般には 10° 以下の緩傾斜を示している。寺庄北部の鮮新統はほぼ南北に連なる背斜構造を呈し、寺庄より南へほぼ北西～南東（草津線に沿う低地帯の方向）に延長していることが推定される。背斜構造の東翼はおおむね 10° 以下の緩傾斜を示して盆地中心部に向かって斜降し、西翼は $20\sim 50^{\circ}$ のやや急傾斜を示し背斜軸は東に傾斜する。西翼は深川付近を背斜軸にほぼ平行して南北に走る東落ち断層によって断たれ、それより西は傾斜方向は北東に変わり 10° 以下の緩傾斜を示す。この断層はおそらく東南方に延長して甲賀地区中央部の断層に連なるものと思われる。

貴生川東部虫生野付近の堅田累層および甲賀累層の一部は、おおむね北西へ $15\sim 30^{\circ}$ の単斜構造を呈し、虫生野東部地域と著しく走向・傾斜をこととしている。この地域においては直接断層面を観察できる所はないが、両側の地質構造の相違から虫生野東部におおむね $N30^{\circ}E-S30^{\circ}W$ 、やや東南に湾曲した西落ち断層の存在が推定される（第10図）。

甲賀地区の地質構造は背斜・向斜構造およびこれに伴う小断層によって支配され、これらの主要構造線のほとんどが柘植付近に集約される傾向がうかがわれる。また寺庄北部・玉滝北部にみられる南北系の背斜構造は、いずれも軸面が東に傾き、かつ西翼に平行した小断層を生ずるといふ共通の傾向がみられる。

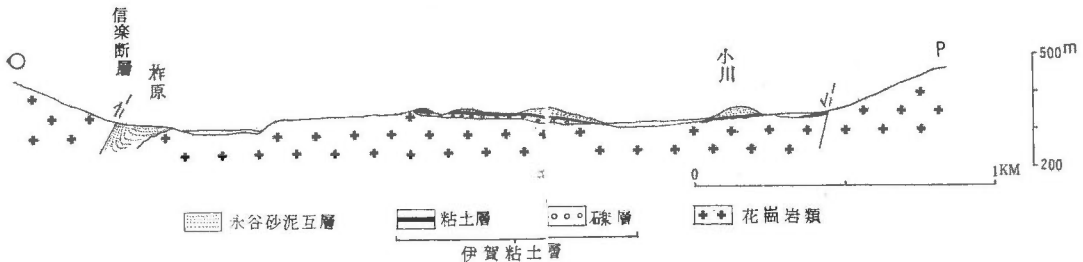
III. 5 信楽地区の地質構造

信楽地区は信楽高原にあるが、伊賀構造盆地とは地質構造上密接な関連を有する。

信楽地区は黄瀬北部より杉山南部にわたり、ほぼ北東～南西の方向に延びた帯状の地区で、基盤岩類の新期花崗岩類がきわめて浅く浅在し、各所に点在露出し伊賀累層がその間の低地を埋めて散在分布する。

伊賀累層は地区南部においては、断層を境として基盤岩類と接する所が多いが、その他大部分の地域においては、花崗岩類を不整合に覆い一部にアバットして接する場合もみられる。伊賀累層は断層際などの局所的な異常を除いて、一般に数度の緩傾斜できわめてゆるい波状構造を呈している（第11図）。

地区南部においては北縁部・南縁部ともに断層の存在が確認される。北縁部の西・柘原を連ねておおむね北東～南西に走る断層があり、これを信楽断層と称することにする。信楽断層の西から北東方への延長は、冲積層下に潜り詳細は不明である。西・柘原間においては、基盤の花崗岩類はおおむね $45\sim 70^{\circ}$ 内外の高角



第11図 信楽地区地質断面図

度で、北西に傾く逆断層を境とし南側の伊賀累層と接し、北西から伊賀累層に押し上げており、この関係は数ヶ所の露頭で観察される。断層際には厚さ 50 cm 内外の緑灰色粘土を挟んで、圧砕変質した花崗岩と伊賀累層の蛙目粘土とが接することが多い。伊賀累層の各層は北西に急傾斜しているが、断層際を 100m 内外はなれると南へゆるく傾斜するようになる。この断層の西南方への延長は、基盤岩類や高位礫層の中をとるのでわかりにくい。この地区最南部の湯舟付近にみられる逆断層の露頭は、この延長にあたるものかも知れない。湯舟においては、北側の花崗岩（半花崗岩）が 60° 内外の高角度で北西に傾く逆断層を境として、南側の伊賀累層と接し、伊賀累層およびこれを覆う高位礫層は 70° 内外の急傾斜で南東へ傾いている（PL. I. 1）。

この地区南縁部の小川付近には、ほぼ S75°W—N75°E にはしる断層があり、大部分は基盤岩類中をとおり、小川東部において伊賀累層と接する。本断層の断層面は見られないが、断層粘土は直立し、これに接する伊賀累層は北に 60° 内外の急傾斜を示すことなどから、おそらく北落ち正断層と思われる。この断層の東の延長は横山新田南部において、伊賀累層と基盤岩類との境をなし、さらに東方への延長は不詳である。

信楽地区南部はこれら 2 つの断層によって生じた地塊であり、断層の東西性、さらに北側のものは高角逆断層であることから、伊賀地区の構造運動に関連するものとみられる。

IV. 構造盆地の構造的特性

IV. 1 基盤の構造

伊賀構造盆地は地質構造上の相違によって、南部の伊賀地区と北部の甲賀地区に区分されるが、これらを構成する基盤岩類は、おもに領家コンプレックスおよび丹波帯に貫入する新期花崗質岩類からなり、伊賀・甲賀両地区の境界は推定される領家・丹波帯の境界にきわめて近く、おおむね平行した構造方向を示している（第 2 図）。

伊賀地区は甲賀地区にくらべると基盤岩類の露出が多くみられ、各所に半島状または島状に盛り上がって散点分布するが、地区を横断する花ノ木・名張断層によって断たれ、各地域ごとに地塊化の傾向を示しやや複雑な基盤構造を呈している。これらの地域においては、いずれも基盤は全般的に南に高く北に低い傾動構造がうかがわれる。

甲賀地区においては、南部の下友田・小杉付近の背斜構造の中心部をなして、東西方向の基盤の隆起帯がみられるほか、地区北縁部に島状の盛り上がりが見られるだけで、基盤の構造は明らかでない。

IV. 2 鮮新統の構造

伊賀地区の鮮新統は、上野地域を中心としてもっとも良く発達するが、甲賀地区にくらべると全般的に堆積層は薄く、基盤構造の影響をうけて各地域ごとに異った地質構造を呈している。

島ヶ原地域は上野地域に対し基盤岩体とともに高く隆起して台地状段階を呈し、鮮新統の多くは侵食除去され基盤の凹所にきわめて薄く残留分布する。これらは全般的には、基盤とともにきわめてゆるく北に傾く傾動構造を構成するが、北縁は島ヶ原断層によって基盤山地に接し、南縁は花ノ木断層とこれに伴うゆるい撓曲構造を呈して上野地域に接する。

上野地域は、中央部に浅く盛り上がった基盤岩体によって東部・西部に区分されるが、全般に基盤岩体がやや低下してこれを覆う鮮新統の分布も広くかつ厚くなっている。東部・西部ともに盆地構造を呈するが、全般的には北にゆるく傾く傾動構造を構成する。上野地域の南縁にそっては、名張断層により差別的な構造を生じ、名張地域は基盤岩体の低下によって、これを覆う鮮新統はここに半盆地構造を形成し、南縁は基盤山地からなる後背山地がさらに高く盛り上がる。

伊賀町地域の東縁は、基盤岩類からなる後背山地が高く隆起し、鮮新統は一般にうすく、基盤構造に従って西へゆるく傾く傾動地塊を呈し、西縁は伊賀断層の延長付近で、基盤とともに深く低下している。

甲賀地区の鮮新統は、伊賀地区とは異なった地質構造を呈し、全般的には基盤岩体が低下しており、これを覆う鮮新統の分布も広く、またかなり厚い堆積を示している。

甲賀地区南部にみられる東西性の基盤の隆起は、鮮新統に反映して背斜構造を呈し、その南にきわめて緩やかな向斜構造を形成し、これらの褶曲の軸面は北に傾く。さらに背斜構造の北側には、向斜・背斜構造や断層がいずれも緩やかに南西に湾曲する弧状構造を呈し、鮮新統の各層はきわめて緩やかな波曲を呈して分布し、盆地構造を形成している。さらに甲賀地区東南部に主要構造線が集約される傾向を示す。

以上の構造形態によって考察すると、伊賀構造盆地における地質構造の形成は、主として西ないし北西方からの圧縮が加わって生じたものと考えられる。鮮新統堆積後、西ないし北西方からの横圧が加わり、鈴鹿山体は大きな抵抗体となってその西側山麓部に東に傾斜の高角度の逆断層が形成された。さらにこの作用によって、甲賀地区には軸面が東に傾く褶曲構造や断層を生じた。また伊賀・信楽地区では、横圧の方向に対して斜交する東西方向の多くの断層を生じ、これらは信楽・島ヶ原・花ノ木・名張断層となって現われ、いずれも北側が衝上の高角逆断層である。

V. 構造盆地の堆積と発達

V. 1 伊賀構造盆地の基盤

伊賀構造盆地の形成は、その東側に高く隆起して、基盤山地を構成する鈴鹿山脈の形成と密接な関連性を有することはいうまでもない。鈴鹿山脈の形成については、いろいろの説があるが、基盤褶曲によるという考え方が一般に行なわれており、嘉藤によれば、鈴鹿山脈の形成は中部中新統の堆積以前に起きた、東西方向の圧縮による基盤褶曲に始まり、中新統堆積後、さらに圧縮が強まって鈴鹿山脈は、再び上昇したという。したがって鈴鹿山脈の形成初期には、すでにその西側に伊賀盆地（低凹地）の胚胎を推定することもできるが、中部中新統の分布から考察すると、この時期には東西を境するような山脈の上昇はなく、またいわゆる第一瀬戸内累層群を堆積した中部中新期の海進が盆地内に及んだという積極的な証拠はみられず、むしろ伊賀盆地を含めたこの地域一帯は、海進をまぬがれるような位置にあり、本格的な盆地（低凹地）の形成は、中新統の堆積後に行なわれたと考えるのが一般であろう。

この地域の周辺部に鮎河層群などの中部中新統を堆積した海は退き、中新世後期になるとこの地方一帯は上昇陸化して侵食期に入った。

鮮新世に入ると瀬戸内地域は再び沈降し、現在の伊勢湾付近を中心とする内陸部に大湖沼が形成され、この地域では名張南部の一部に浅い淡水性堆積区域を生じ、室生火山岩で代表される曾爾層群の地層を堆積した。

また一方に中新世後期から鮮新世初期にかけて、鈴鹿山脈は南北方向を示してさらに上昇して東西を明確に境にするようになり、その西側に低凹地を生じ伊賀構造盆地を胚胎したとみられる。鮮新統伊賀累層の堆積に先行して、基盤の造盆地変動が行なわれて淡水性堆積区域を形成したと思われる。

V. 2 伊賀期

鮮新世中期になると、基盤の顕著な侵食面を覆って先づ伊賀粘土層を堆積した。伊賀粘土層は主として伊賀地区に分布し、甲賀地区の一部および信楽地区の一部にも分布がみられる。伊賀粘土層は概して温暖な気候条件下において、大部分は基盤花崗岩類の凹地を埋めて堆積したもので、各所に散点分布している。伊賀粘土層の粘土類は、X線回折によればいずれもカオリン系鉱物組成が優先する。木節粘土はカオリナイトを主成分とし、青粘土・シルトはカオリン系鉱物を主成分とし、イライトを主とするセリサイト系粘土およびクロライトを含むいわゆる雑粘土類である（第13図）。

堆積物の大部分は、近接した基盤花崗岩類の風化分解物が、比較的水の入れ替りがよく静穏な湖に運搬堆積したものであろう。

伊賀粘土層の堆積後、沈降運動はさらに継続して永谷砂泥互層を堆積し、しだいにその堆積域は拡大した。永谷砂泥互層は伊賀地区に広く分布し、さらに甲賀地区の大半を占め、信楽地区におよんで分布している。永谷砂泥互層中のシルト質粘土はカオリン系の鉱物とイライトを主とするセリサイト系粘土鉱物よりな

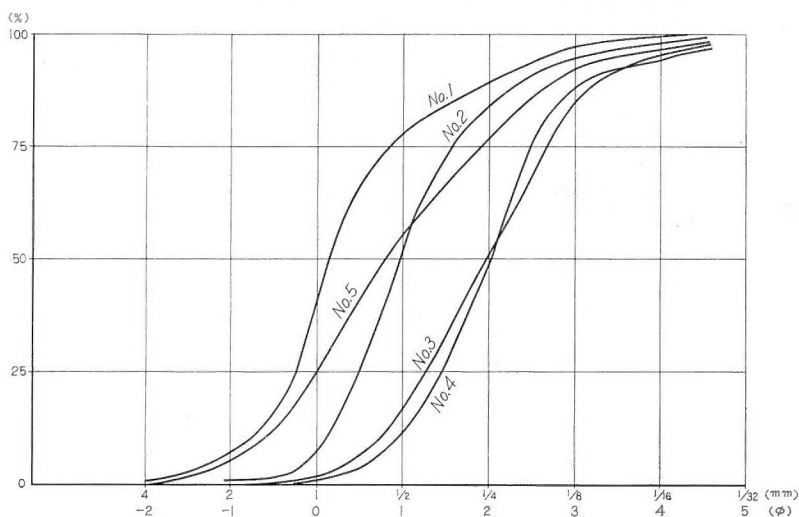
るものが多く、凝灰質のものはこのほかにモンモリロナイトを主成分として含んでいる(第14図)。

永谷砂泥互層中の砂層は花崗岩類由来の砂層を含む砂層を主とし、古生層由来の礫を少量含み、Md : 0.25~0.98, So : 1.29~2.08 を示す(第4表)(第12図)。

永谷砂泥互層の堆積物は、伊賀粘土層の堆積にひきつづき、概して温暖な時期に堆積した。おもに花崗岩類および古生層地域から供給され一部に火山灰が加わり、かなり流水条件の良好な内陸湖沼内に堆積されたものであろう。

第4表 永谷砂泥互層の砂の鉱物組成・粒度分析結果

No.	1	2	3	4	5
地名	予野	法花	永谷	友田	櫛野
SK	0.86	0.87	1.08	8.40	6.40
K	0.16	0.24	0.26	0.14	0.37
Md	0.98	0.51	0.26	0.25	0.57
So	1.29	1.44	1.46	1.79	2.08
石英	90%	78%	86%	78%	79%
長石類	9.3	18	8.7	16	20
雲母類	0.7	0.3	1.7	1.3	0.7
岩片	0	4	3.2	4.5	0.2



第12図 永谷砂泥互層中の砂の粒度分布図

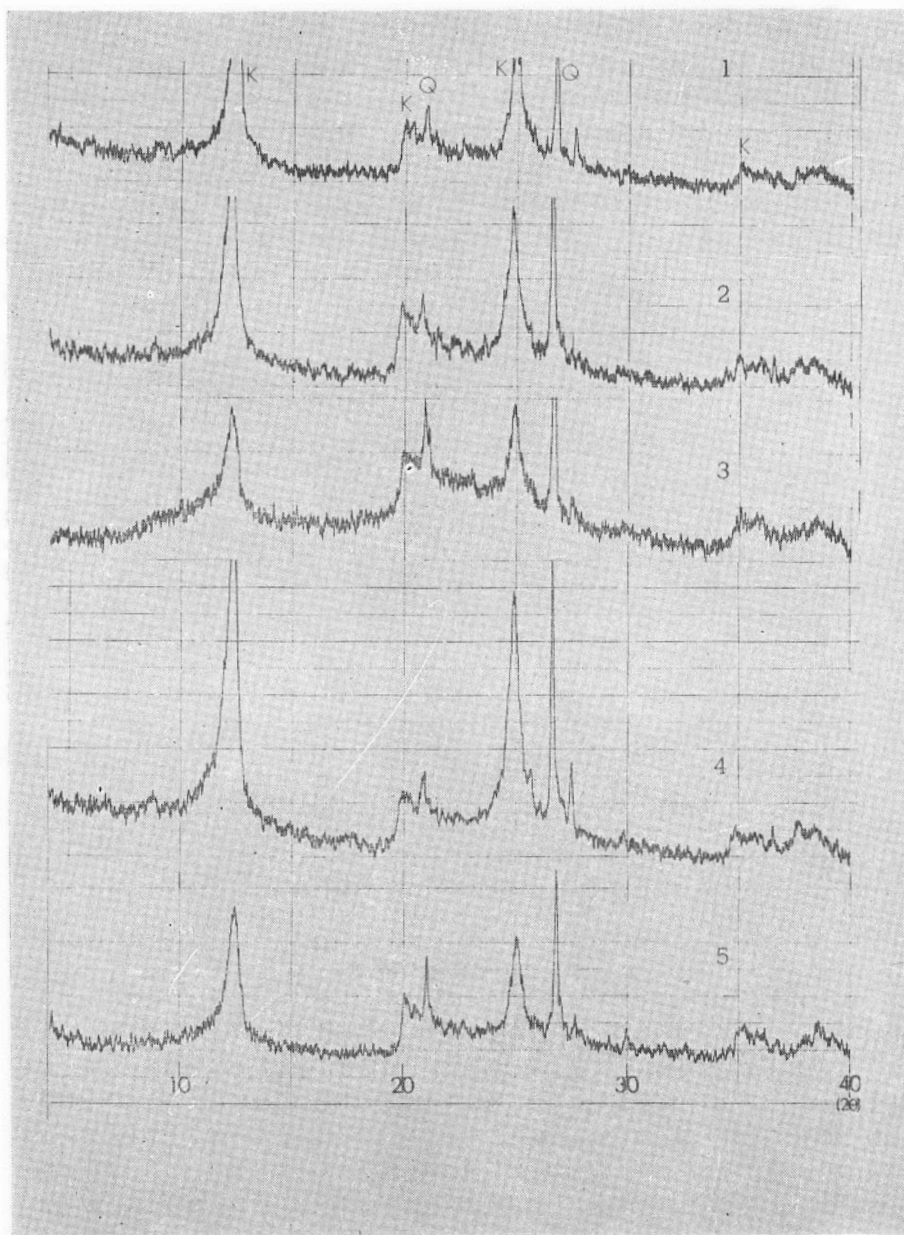
V. 3 甲賀期

伊賀累層につづいて甲賀累層の堆積が行なわれているが、その堆積盆地は著しく狭められ、主として甲賀地区に分布し、堆積の場は北へ移行している。これまでの全般的な沈降運動とは様相が変わり、おもに甲賀地区の沈降運動が行なわれ、沈降が進むにつれて順次甲賀累層の各層を堆積した。この沈降運動は伊賀地区北東部にも行なわれ、伊賀地区主要部には、相対的にゆるやかな隆起が行なわれたものとみられる。

甲賀累層は粘土質岩を主とするが、各層の主要部分を構成するシルト質粘土は、カオリン系鉱物・イライトを主とするセリサイト系粘土鉱物・モンモリロナイトを主要組成とし、伊賀累層のものに較べて、モンモリロナイトの含有割合が多い。

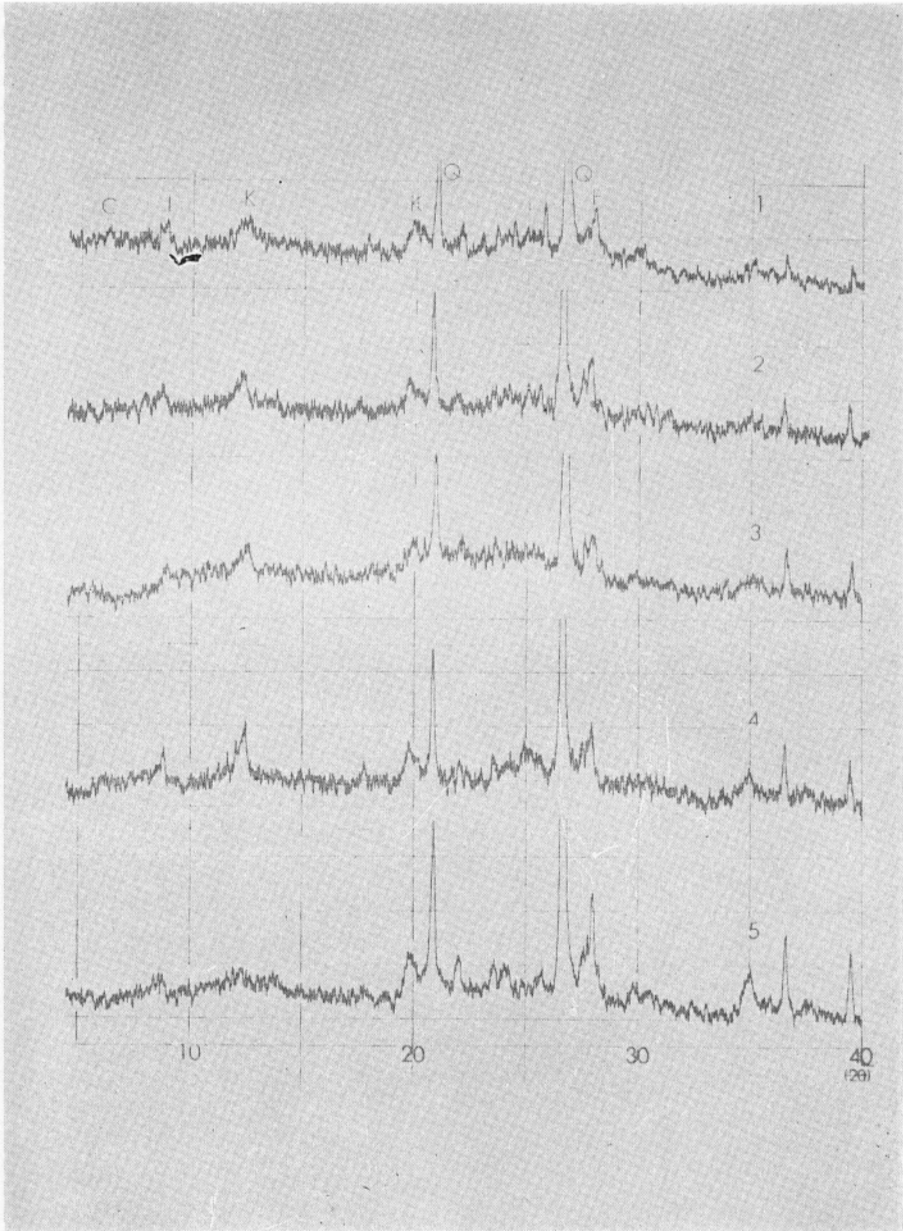
また本累層中には多数の凝灰岩を含むが、その粘土質部はモンモリロナイトに変化しており、ガラスの一部はハロイサイトを含むカオリン系粘土鉱物などに変化している(第15図)。

甲賀累層は伊賀累層にひきつづき、比較的温暖な気候のもとに堆積し、その堆積物はおもに古生層および花崗岩地域から供給され、植物化石など有機質をかなり含み、またしばしば火山灰が加わり、その堆積は水の流通が悪く、比較的静穏な酸性環境のもとで行なわれたものと思われる。



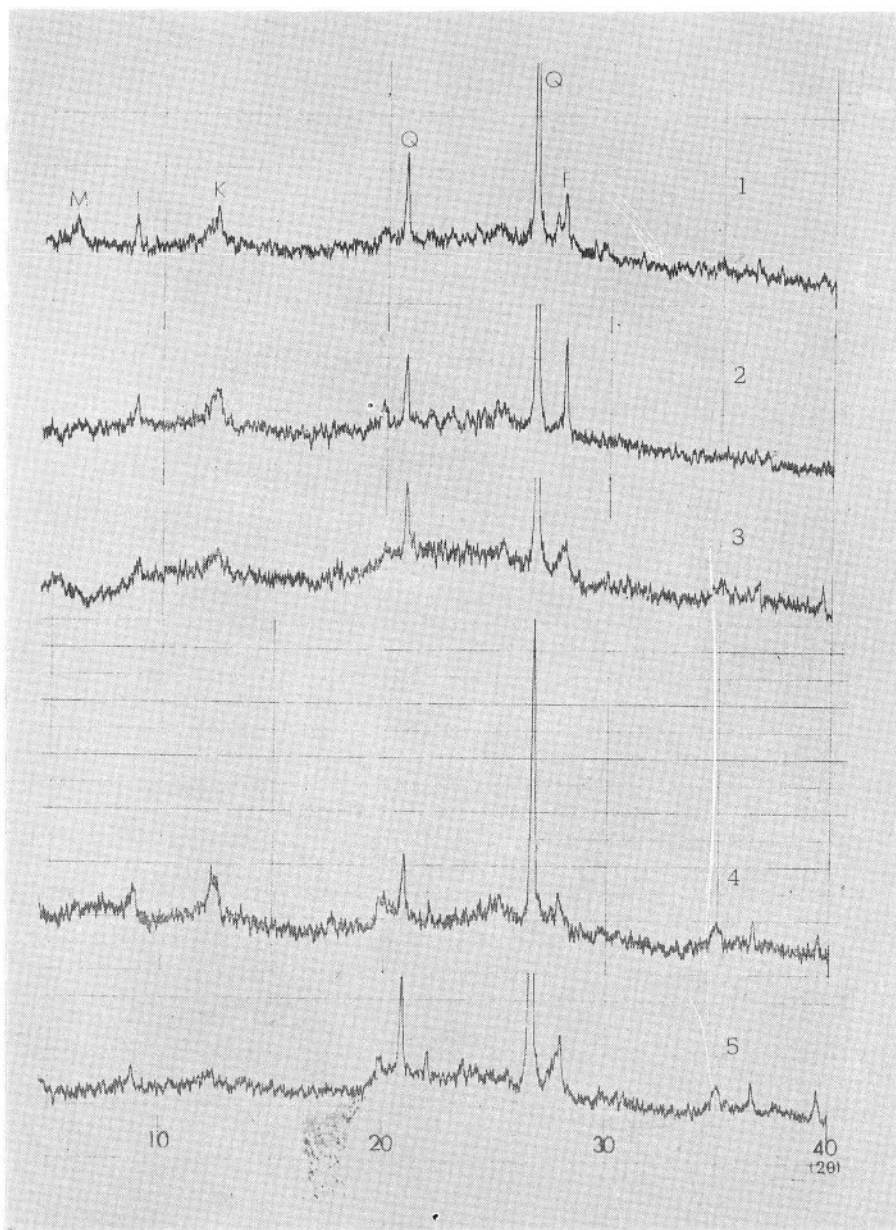
第 13 図 伊賀粘土層の粘土のX線回折図 (各種の処理による)

1: 未処理, 2: 150° (1時間), 3: エチレングリコール (浸液30分以上放置後), 4: NH_4NO_3 (1-N, 10分煮沸), 5: HCl (6-N, 重湯照上加熱数時間), K: カオリナイト系, Q: 石英



第 14 図 永谷砂泥互層のシルト質粘土の X 線回折図 (各種の処理による)

1: 未処理, 2: 150° (1時間), 3: エチレングリコール (浸液30分以上放置後), 4: NH_4NO_3 (1-N, 10分煮沸), 5: HCl (6-N, 重湯煎上加熱数時間), C: クロライト, I: イライト, K: カリオナイト系, Q: 石英
F: 長石



第 15 図 甲賀累層のシルト質粘土の X 線回折図 (各種の処理による)

1: 末処理, 2: 150° (1時間), 3: エチレングリコール (浸液30分以上放置後), 4: NH_4NO_3 (1-N, 10分煮沸), 5: HCl (6-N, 重湯煎上加熱数時間), M: モンモロロナイト, I: イライト, K: カオリナイト系, Q: 石英, F: 長石

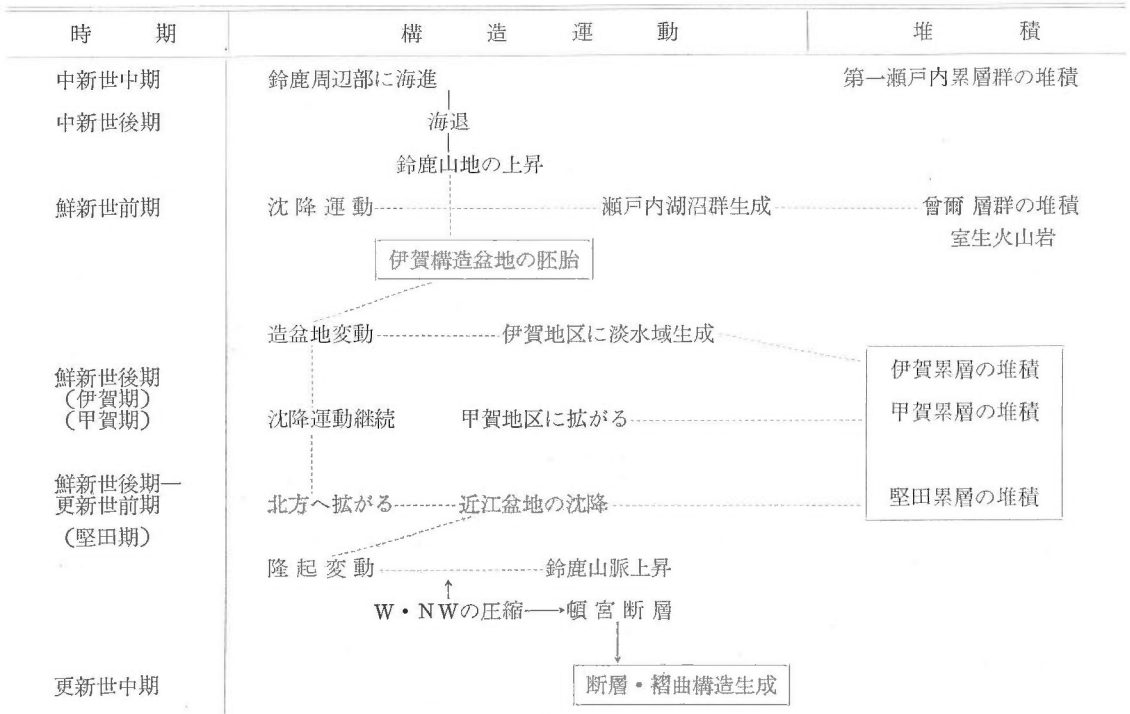
V. 4 構造盆地の構成

伊賀構造盆地における鮮新統の堆積は、甲賀累層をもってほとんど終了し注2)、ひきつづいて堅田累層の堆積が行なわれているが、近江盆地の低下に伴って堆積盆地は北に移行し、甲賀地区は相対的に隆起したもののと思われる。

堅田累層は全般に粗粒質を主とする堆積層で、甲賀累層とはその岩相を異にし、堆積環境を異にするものと思われ、高谷は海の侵入を推定している。

またこの時期には、西または北西からの横圧を伴って鈴鹿山脈はさらに上昇し、その西側山麓部には顕著な影響を及ぼし複雑な地質構造を構成した。多くの断層や褶曲構造が形成され、この運動は高位礫層堆積後に及んでいる。その時期はおおむね更新世中期にあたり、伊賀構造盆地はこの時期に完成されたとみられる。

第5表 構造盆地発達の推移



VI. 結 論

以上のように本研究においては、伊賀構造盆地を構成する基盤岩類・堆積層の性状・地質構造および地質構造構成の経緯に基づき、構造盆地発達の推移に重点をおいて論述してきた。結論としてとくに下記の諸点があげられる。

1. 伊賀構造盆地を構成する基盤岩類は、領家コンプレックス・丹波帯に貫入する花崗質岩類を主とし、これらを不整合に覆って鮮新統・更新統などが分布する。
2. 鮮新—更新統の古琵琶湖層群を下位から伊賀・甲賀・堅田の3累層に区分し、さらに伊賀累層を下位から伊賀粘土層・永谷砂泥互層に2分する。また甲賀累層を下位から上馬杉・神・小佐治泥岩層に3分する。堅田累層のうち本地域に分布する最下部層を貴生川砂泥互層とする。各層はいずれも整合関係で累積している。

注2) 高谷は堅田累層下部の *Pinus koraiensis*, *Tsuga sieboldii* (寒冷気候を示す植物群) の出現時期を鮮新・更新世の境界としている。

3. 更新統^{注3)}は高位礫層・段丘堆積層などに区分されるが、構造盆地の構成に関係するのは、おもに高位礫層とみられる。

4. 伊賀構造盆地は、中新世後期—鮮新世初期における鈴鹿山地の上昇に伴い、その西側山麓部に低地として胚胎した。

5. 伊賀期(鮮新世後期)に入って、沈降運動は盛となり内陸淡水域にまづ伊賀粘土層を堆積し、さらに堆積範囲を拡大して永谷砂泥互層を堆積した。伊賀累層の堆積は、いずれも比較的温暖な気候下において、水の流通のよい条件のもとに行なわれた。

6. 甲賀期(鮮新世後期)には、堆積盆地の中心は北に移行して沈降運動を継続し、甲賀累層を堆積したが、堆積範囲はやや縮小された。甲賀累層堆積中には、しばしば火山灰の供給が加わり、その堆積は比較的静穏で、水の流通の不良な酸性環境のもとで行なわれたとみられる。

7. 堅田期(鮮新世後期—更新世前期)には、さらに堆積盆地の中心は北に移行し、沈降運動を継続して堅田累層を堆積した。

8. 近江盆地の沈降運動と関連して、鈴鹿山地は西ないし北西からの横圧を受けてさらに上昇し、その西側山麓部に高角度の逆断層を形成し、横圧軸に斜交する方向には多くの断層・褶曲構造を生じた。これによつて伊賀・甲賀地区の境界に伊賀断層を形成し、両地区における構造の相違が明確となった。

9. これらの構造運動は高位礫層堆積後(おそらく更新世中期)まで継続したとみられる。

文 献

- ARAKI, Y. (1960): Tertiary formation of the Awa basin, Mie prefecture (in Japanese). *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser., Spec. vol. no. 4. p. 523~529
- ARAKI, Y. (1960): Geology, paleontology and sedimentary structures of the Tertiary formation developed in the environs of Tsu City, Mie prefecture (in Japanese). *Bull. Lib. Arts Dep. Mie Univ.*, Spec. vol., no. 1, p.1~118.
- ARAKI, Y. (1959): A Pleistocene Marine Fauna from near the Cities of Tsu and Yokkaichi, Mie Prefecture, Southwest Japan. *Trans. N. S.*, 33, p. 16~22.
- 赤嶺秀雄・細野 実・久保泰輔 (1951): 三重県亀山地方の亜炭を含む新第三系, 資源科学研究所彙報, no. 19~21, p. 149~157
- BILLINGS, M. P. (1960): Diastrophism and mountain building. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71. p.363~398.
- BILLINGS, M.P. (1954): Structural Geology.
- 原口九万・他5名 (1956): 西南日本(西半部)の含炭地, 日本鉱産誌V—a(石炭篇), p.519~524
- 藤田和夫 (1950): いわゆる“山砂利”について, 地質学雑誌, vol. 56, no. 658, p.360
- HUZITA, K. (1954): Stratigraphic significance of the plant remains contained in the Late Cenozoic formations in central Kinki, Japan. *Jour. Polyt. Osaka City Univ.*, Ser. G, vol. 2, p. 75~88.
- HUZITA, K. (1962): Tectonic Development of the Median Zone (Setouti) of Southwest Japan, since the Miocene, with special reference to the characteristic structure of central Kinki area. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 6, Art. 4, p.103~144.
- 藤田和夫 (1961): 六甲山地のスラスト系, 横山次郎教授記念論文集, p.23~30
- 広瀬正資 (1934): 琵琶湖東南岸の地質, 地球, vol.21, p.91~105
- 北条敬太郎 (1923): 三重県上野町付近粘土調査報文, 工業原料鉱物調査報告, vol. 18, no. 1, p. 1~39
- 稲井信雄 (1947): 滋賀炭田調査報告, 炭田調査報告(未公刊)
- ITIYHARA, M. (1961): Some Problems of the Quaternary sedimentaries in the Osaka and Akasi Area,

注3) 近江盆地の堅田累層の大部分は更新統といわれる。

- Japan, *Jour. Polyt. Osaka City Univ.*, Series, G, vol. 4, p. 13~30.
- 池辺展生 (1959) : 近畿における旧象化石の分布, 第四紀研究, vol. 1, no. 4
- 池辺展生 (1933) : 琵琶湖西方の古琵琶湖層, 地球, vol. 20, p. 241~260
- 池辺展生 (1934) : 滋賀県甲賀東部の中新統, 地球, vol. 22, p. 110~123
- 糸魚川淳二 (1961) : 三重県阿波盆地の新生代層, 横山次郎教授記念論文集 p. 59~66
- 嘉藤良次郎 (1957) : 養老山脈南縁の地質構造および鈴鹿山脈の形成, 地質学雑誌, vol. 63, no. 743, p. 475~484
- KOKAWA, S. (1961) : Distribution and Phytostratigraphy of *Menyanthes* Remains in Japan, *Jour. Biol., Osaka City Univ.*, vol. 12, p. 123~151.
- 木村一朗・他1名 (1965) : 伊勢湾西岸の段丘面, 名古屋地学, 第19号, p. 15~22
- 木村一朗・他2名 (1965) : 伊勢市内の新生代層について, 地学研究, vol. 16, no. 3~8, p. 239~246
- 兼松四郎 (1955) : 古琵琶湖層の粘土鉱物について (1), 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 39, no. 6, p. 223~232
- 兼松四郎 (1956) : 古琵琶湖層の粘土鉱物について (2), 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 40, no. 6, p. 238~244
- 近藤善教・他7名 (1956) : 三重県名張地区の砂鉄鉱床, 未利用鉄資源, 第3輯, p. 152~157
- 近藤善教・他1名 (1960) : 三重炭田, 日本鉱産誌V-a (石炭篇), p. 421~432
- 近藤善教・他2名 (1957) : 上野市四近の地質 (演旨), 地質学雑誌, vol. 63, no. 742, p. 430
- 横山次郎 (1955) : 構造地質学, 朝倉書店
- 松下 進 (1953) : 近畿地方, 朝倉書店
- 松沢 勲・他5名 (1959) : 猿投山南西部地域の地質, 愛知県教育委員会
- 三木 茂 (1947) : 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラについて, 鉱物と地質, 第9集
- 中村新太郎 (1937) : 近畿中部における地質構造線, 地球, vol. 22, no. 3, 5, p. 155~163, 328~337
- 志井田功・他8名 (1960) : 室生火山区の研究, 特にその南部地域について, 地質学雑誌, vol. 66, no. 772, p. 1~16
- 竹原平一 (1961) : 伊勢湾西岸の奄芸層群層序, 横山次郎教授記念論文集, p. 45~50
- TAKAYA, Y. (1963) : Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and the Paleogeography of Lake Biwa with Special Reference to the Origin of the Endemic Species in Lake Biwa, *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, ser. B, vol. 30, no. 2, p. 81~119.
- UEMURA, T. (1961) : Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, central Japan, *Jour Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 9, no. 2, p. 394~417.

Studies on Structural Geology of the Iga Tectonic Basin

By

Yosinori KONDO

Abstract

The Iga tectonic basin occupies the situation on the southern part of the lake Biwa in the Kinki district, and constructs the basin structure between the Suzuka and Kasagi mountain areas. The writer has studied the Paleo-Biwa group in the Iga tectonic basin, and realized the mutual relations between the tectonic movement and sedimentation or construction of the tectonic basin. This report describes the sediment and geological structure, and discusses the development of the tectonic basin. The Plio-Pleistocene Paleo-Biwa group is divided into three formations; the Iga, the Koga and the Katata formations in ascending order.

The Iga formation is mainly composed of the sandy sediment, the Koga formation is predominant in the muddy sediments and the Katata formation is mainly composed of sand and gravels. The Pliocene Series are divided into the high level gravel bed and the terrace deposits.

Suzuka mountain mass upheaved from the Upper Miocene to the Lower Pliocene, then the Iga tectonic basin had been in a rudimental stage at the west side of the Suzuka mountain mass. At the Upper Pliocene the Iga district was markedly subsided and filled with fresh waters. The Iga formation was deposited in this inland lake under the condition of the warm climate and the continuous flow. Gentle sinking continued, then the center of sedimentary basin shifted northward and the Koga formation was deposited under the closed lake water with the calm current at the acidic environment. The volcanic ash was often deposited forming the several strata or intermingling with the decomposed materials of the foundation consisting chiefly of Paleozoic formation and granitic rocks.

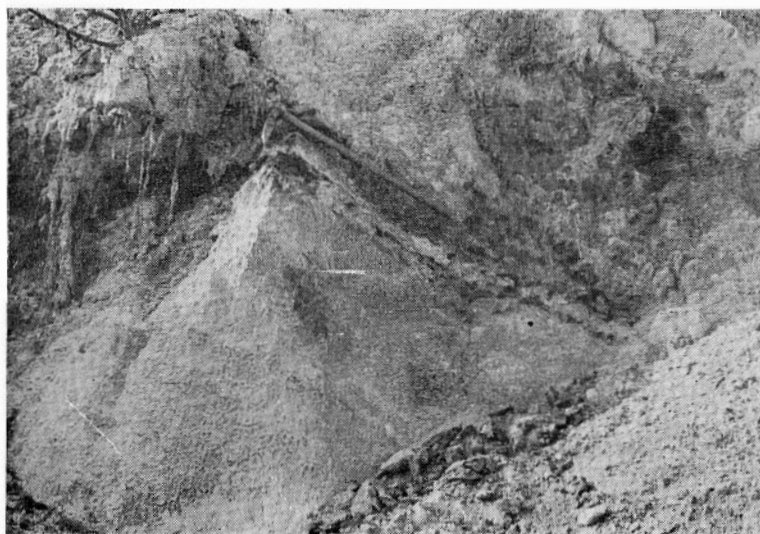
The sedimentary basin shifted northward again and the Oomi basin subsided from the close of the Pliocene to the beginning of the Pliocene. Then the Suzuka range was elevated more and more by the westward or northwestward stress and formed the high angle thrust system at the west side of the mountain range, then many shear planes and folding structure are formed according to the diagonal direction to the stress axes. These structural movements might have been continued posterior to the deposit of the high level gravel bed.

PLATES
AND
EXPLANATIONS

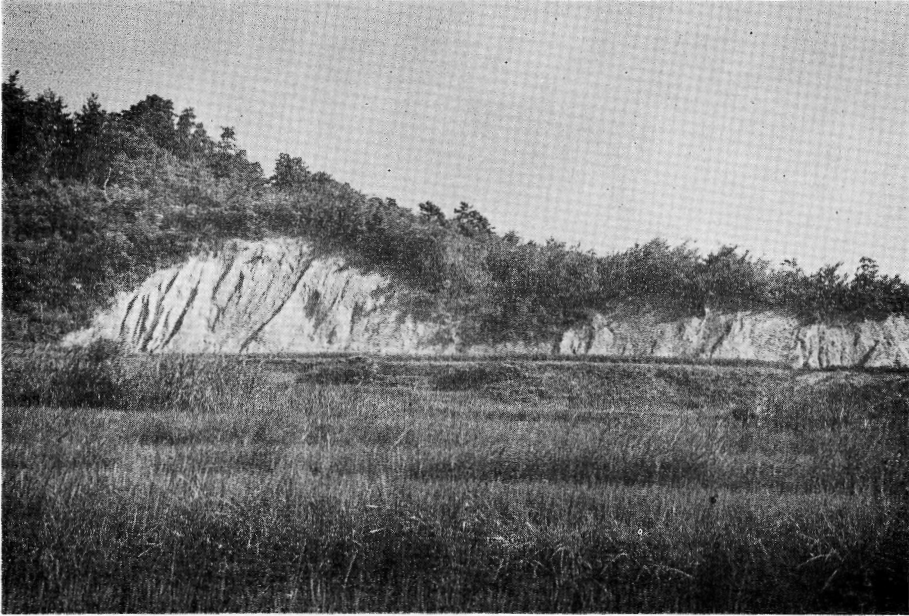
(with 6 Plates)



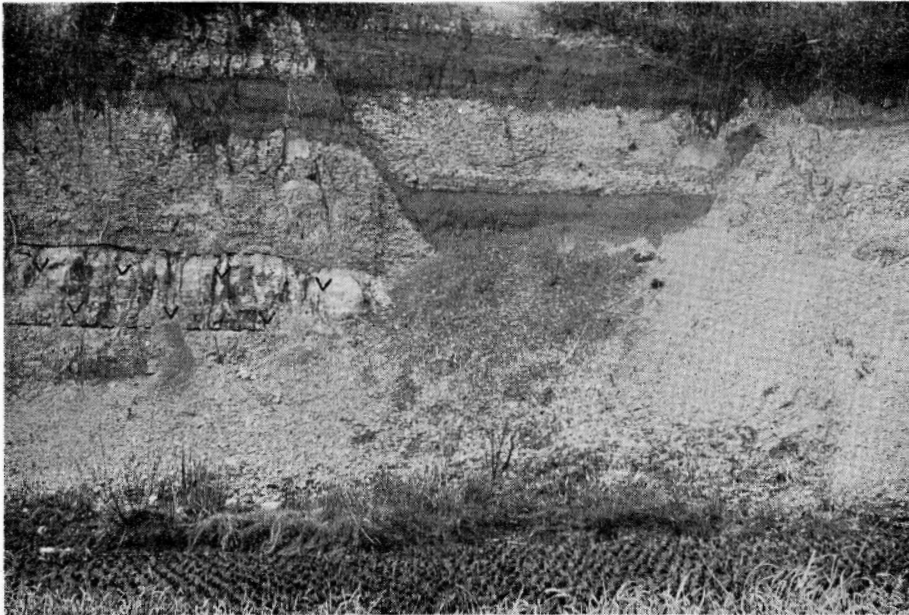
1. 花崗岩類 (右側)・伊賀粘土層 (左側) の間の高角逆断層 (信楽町杉山西南方)
破線は断層面を示す



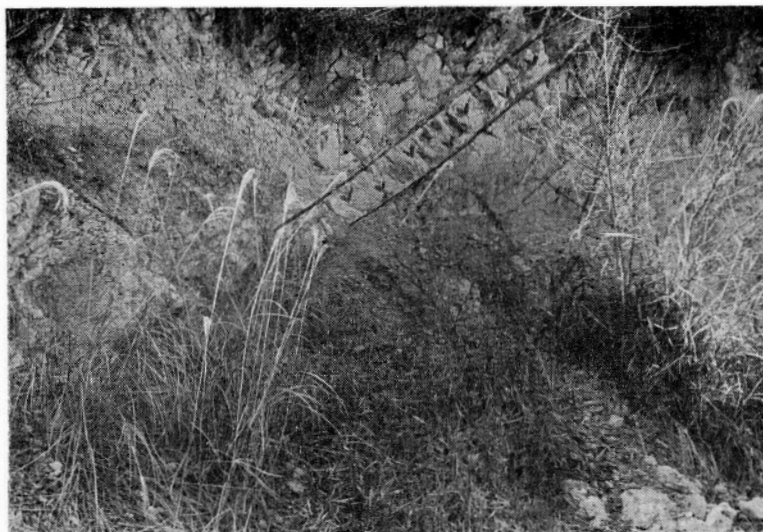
2. 花崗岩類 (右側)・伊賀粘土層 (左側) の間の高角逆断層 (信楽町柞原東方)
ハンマーの柄の位置は断層面を示す



1. 頓宮断層西側の東方へ急傾斜を示す
永谷砂泥互層（甲賀町上ノ組）



2. 上馬杉泥岩層中の小断層（甲賀町高嶺付近）
左側マークは T₅ 凝灰岩（層厚約 1 m）



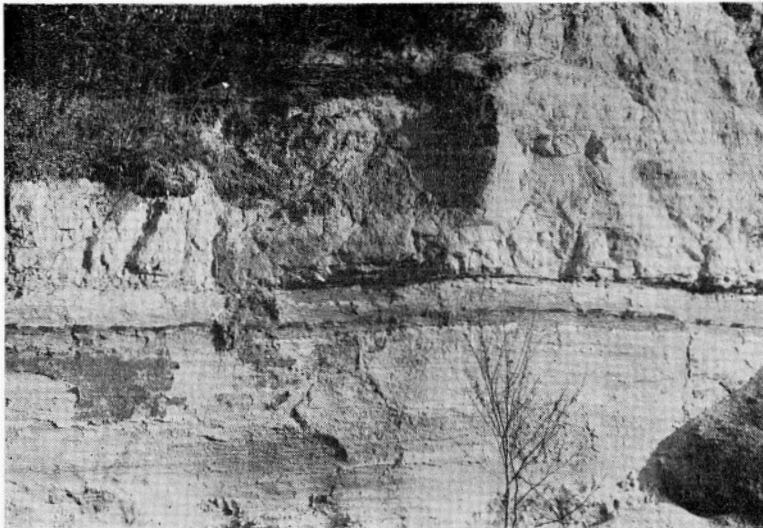
1. T₁₀ 凝灰岩 (層厚約 50cm) (甲南町深川東方)
西へ約40°傾斜する。マークは T₁₀ 凝灰岩



2. 高位礫層 (信楽町杉山村近)

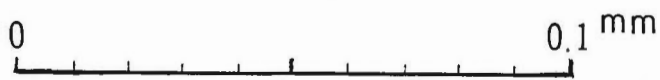
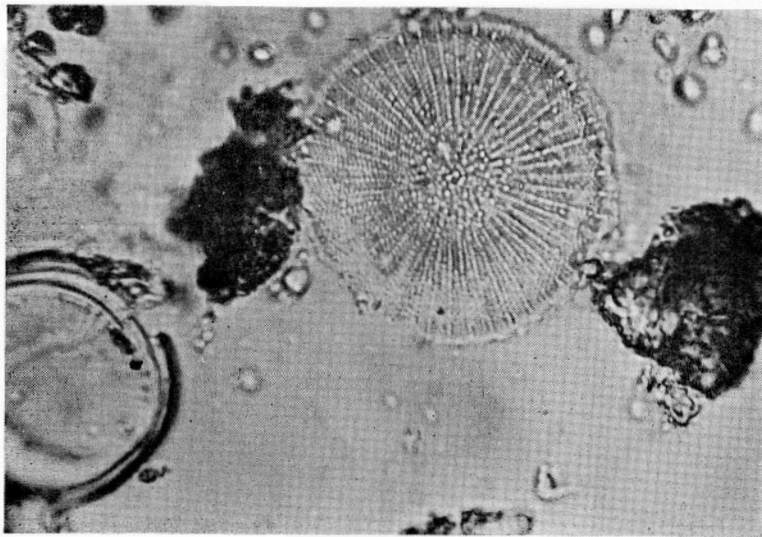
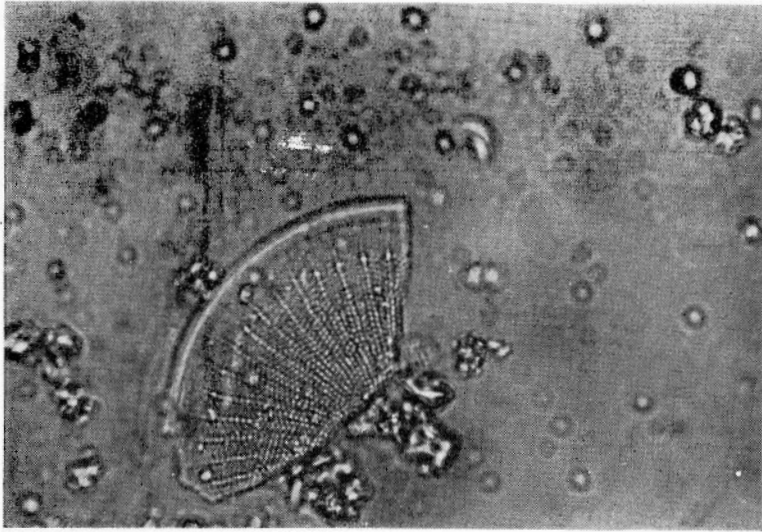


1. 貴生川砂泥互層の露頭（水口町南方）

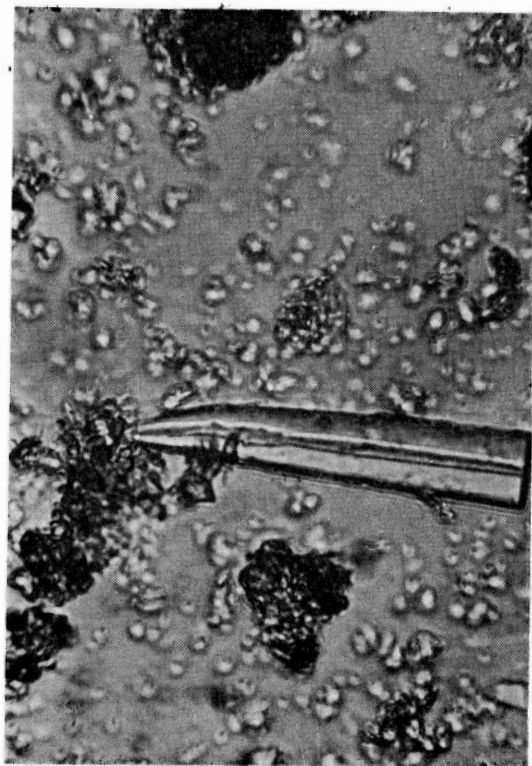


2. 神・小佐治泥岩層（甲南町深川）

破線の下部は神泥岩層上部砂層，破線の上層は小佐治泥岩層を示す



珪藻化石 (小佐治泥岩層面)



0 0.05 mm

淡水性 Sponge (小佐治泥岩層)

地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土木地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

地質調査所報告

第226号

HIRAYAMA, K.: Geological study of the Anguran mine, northwestern part of Iran, 1968.

第227号

SHIBATA, K.: K-Ar age determinations on granitic and metamorphic rock in Japan, 1968.

第228号

鈴木尉元：日本列島とその周辺地域の震源分布についての試論，1968.

第229号

HATTORI, H.: Late Mesozoic to Recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism in New Zealand and in Japan, 1968.

第230号

FUJII, N.: Genesis of the fireclay deposits in Tajimi-Toki district, Gifu prefecture, central Japan, 1968.

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 226

HIRAYAMA, K.: Geological study of the Anguran mine, northwestern part of Iran, 1968
(in English).

No. 227

SHIBATA, K.: K-Ar age determinations on granitic and metamorphic rock in Japan, 1968
(in English).

No. 228

SUZUKI, Y.: Seismicity and tectogenesis in the Japanese Islands and their neighbourhood,
1968 (in Japanese with English abstract).

No. 229

HATTORI, H.: Late Mesozoic to Recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism
in New Zealand and in Japan, 1968 (in English).

No. 230

FUJII, N.: Genesis of the fireclay deposits in Tajimi-Toki district, Gifu prefecture, central
Japan, 1968 (in English).

伊賀構造盆地の構造地質学的研究

近藤善教

地質調査所報告, No. 231, p. 1~30, 1968

21 illus., 6pl., 5 tab.

伊賀構造盆地を構成する古琵琶湖層群を下位から、伊賀・甲賀・堅田の3累層に区分し、各累層の堆積物の性状・配置・堆積層の側方変化などを究明した。さらに地質構造の解明により、伊賀構造盆地における地質構造の形成は、おもに西ないし北西方からの圧縮によるものとし、伊賀・甲賀・堅田期における構造盆地発達の推移について考察した。

55 (521, 64)

昭和 43 年 11 月 20 日 印刷

昭和 43 年 11 月 25 日 発行

工業技術院地質調査所

東京都中央区日本橋兜町 3-6

印刷者 早川保次

印刷所 北越文化興業株式会社

© 1968 Geological Survey of Japan.

A. a. XIII.

REPORT No. 231
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Konosuke SATO, Director

**STUDIES ON STRUCTURAL GEOLOGY
OF THE IGA TECTONIC BASIN**

By
Yosinori KONDO

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1968

地質調報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 231, 1968