

### 第三章 高槻の地質と地形発達史

#### 第一節 高槻の地質

表層地質 高槻市域の表層地質は、前述の地形区分にほぼ対応した分布を示す（別添折込み付図中の表層の分布地質図参照）。すなわち、市域の北半部を占める北摂山地はそのほとんどが堅く固結した古生代の堆積物である丹波層群からなり、部分的に石英斑岩や玢岩の岩脈および花崗斑岩が貫入したり、南西部の阿武山付近で丹波層群がホルンフェルス化作用を受けたたりしているにすぎない。これに対して北摂山地の南縁に付着する丘陵地は鮮新世末期〜洪積世前期の堆積物である大阪層群によって構成され、富田台地は洪積世後期の富田礫層におおわれている。市域南部の淀川低地はその全域が沖積層である。

古生層の 高槻市域の古生層は丹波層群と呼ばれ、坂口重雄によって詳しく調査研究され（京都西山の丹波層群 丹波層群 丹波地帯南部の地質(1)、「大阪学芸大学紀要」昭三三、「丹波地帯南部に就く」層相と構造、出灰層、高槻層に三分されている。達するチャートの形態と成因についての考察(予報)、「大阪学芸大学紀要」昭三四）。

田能層は北摂山地の北辺に沿って東西に分布し、層厚は三三〇〇メートルに達する。外畑から出灰川に沿

つて下条に至る道路沿いで模式的な露頭が観察され、粘板岩化して剝離に富む黒色頁岩を主とし、一層の輝緑凝灰岩とチャートを含んでいる。輝緑凝灰岩は主として玄武岩質の熔岩流、集塊岩で、暗緑・暗紫・紅色を呈し、石灰岩の小岩体を含む。チャートは主として灰白色の塊状を呈し、連続性に富んで層状に発達する。明神ヶ岳南斜面を構成する下部チャートは本地域のベルム系の最下底を占め、北方のベルム系に衝上する。上部チャートは小塩山を中心として発達し、その延長は田能集落付近に達している。田能層は輝緑凝灰岩層および石灰岩体から産出する紡錘虫、サンゴの化石によって、中・下部ベルム系に相当することが知られる。

出灰層はボンボン山を中心に、田能層の南側に分布し、層厚は二八〇〇メートル。ボンボン山の北の谷か

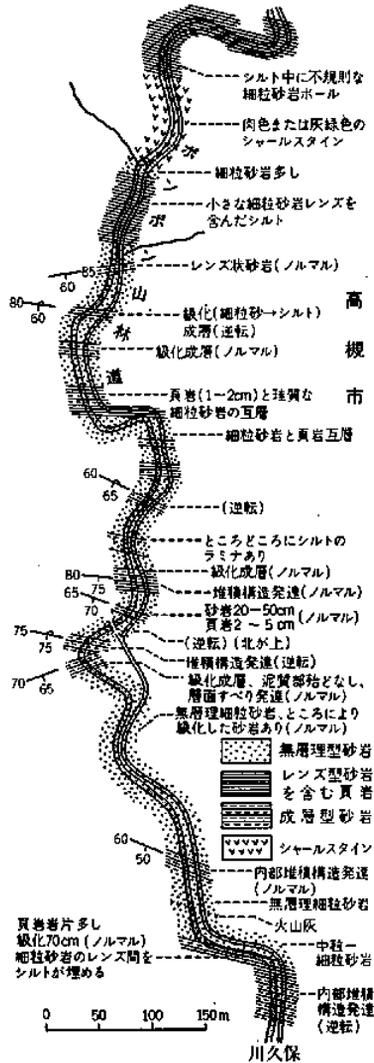


図17 水無瀬川河谷の地質図

木村春彦他「大阪府高槻市北部にみられる古生層タービダイトの堆積構造」『京都教育大学紀要』Ser. B, No. 37. 1970年による

らポンポン山を経て川久保に至る水無瀬川の谷中で模式的にみられ(図一七)、層相は田館層に類似するが、(a)厚い連続性がない、(b)輝緑凝灰岩が少ない、(c)砂岩が多くなる、(d)石灰岩がほとんどないなどの相違点が認められる。輝緑凝灰岩は本山寺南方に厚さ一五〇メートルに達するものがあり、その付近に少なくとも三層発達している。

高槻層は北摂山地の南部を占め、層厚は一七〇〇メートル。成合し川久保間に露出し、砂岩を主として頁岩をはさんでいる。原盆地や成合谷の北方に多い採石場はこの砂岩である。南端の安満山南斜面には頁岩とチャートが交互に発達している。

これらの古生層は東西ないし西北西く東南東の走向を示し、北部では中角度で南へ傾斜しているが、桜井(原、萩谷)車作(茨木市)の間にみられる向斜構造背部(桜井向斜と呼ばれる)〔中村新太郎、松下達、館林寛吉「京都西山山地の地質」『地球』二六の昭五、二〕の南側では北へ傾斜している。

脈岩類と ポンポン山山塊南西部には、古生層を南北方向に貫いて貫入した石英斑岩と玢岩の脈岩がみられ、深成岩類とされる。石英斑岩は石英、正長石、斜長石を主体として白色または灰色を呈し、地獄谷峠から上萩谷にかけての東斜面や本山寺西方、撰津峡西岸の中堂山稜線付近に分布し、玢岩は燐灰石および磁鉄鉱を副成分として伴う角閃石、斜長石からなり、灰黒色・黒色、帯緑色を呈して、原盆地北方の芥川峡谷中に狭い範囲で認められるにすぎない。

高槻市域内にみられる深成岩類は、撰津峡の東岸を画す三好山の東部から、その北方にあたる才所へかけて南北に伸びている花崗斑岩で、斜長石、カリ長石、石英、雲母、角閃石を主成分として、燐灰石、磁鉄鉱

を伴っている。

北摂山地最大の深成岩

体としては、茨木市福井

から能勢町倉垣付近まで

北西→南東方向にのびる

花崗岩体が重要で、石英

閃緑岩、花崗閃緑岩、アダメロ岩からなる。

これは茨木複合花崗岩体と呼ばれ、風化が著しく、一部ではマ

サ状になっているところもあって、巾広い開析谷を樹枝状に刻み込んでいるその地形は、古生層地帯のそれ

とは対照的である。

ホルンフ

エル ス

の一部分で、花崗岩の侵入によって古生層がホルンフェルス化された変成岩であるが、花崗閃

緑岩に接するもののホルンフェルス化は強くない。ホルンフェルス化作用をうけた古生層の砂岩は珪化作用

が進み、石英の再結晶化、二次的な黒雲母が多くみられ、他に少量であるが角閃石、輝石類が見られる。

大阪層群

三紀鮮新世末から第四紀洪積世(更新世)前期に堆積した砂礫、砂、シルト、粘土、火山灰

の地層からなる。これらの地層は、その多くが数メートルないし一〇数メートルの厚さを有し、一般には砂

と粘土の互層が卓越している。

|       |      |          |      |       |  |
|-------|------|----------|------|-------|--|
| 現世    | 灘波累層 | 沖        | 種    | 著     |  |
| 最新世   | 伊丹累層 | 低        | 位    | 砂丘層   |  |
| 地新世中期 | 上町累層 | 中        | 位    | 砂丘層   |  |
|       | 浄谷累層 | 低        | 位    | 高位砂丘層 |  |
|       | 播磨累層 | 高        | 位    | 高位砂丘層 |  |
|       |      |          |      |       |  |
| 最新世前期 | 上    | Ma 12    |      |       |  |
|       |      | Ma 11    |      |       |  |
|       |      | Ma 10    |      |       |  |
|       |      | Ma 9     |      |       |  |
|       |      | Ma 8     |      |       |  |
|       |      | Ma 7     |      |       |  |
|       | 下    | カスリ火山灰層  | Ma 6 |       |  |
|       |      | サクラ火山灰層  | Ma 5 |       |  |
|       |      | 一八町池火山灰層 | Ma 4 |       |  |
|       |      | アズキ火山灰層  | Ma 3 |       |  |
|       |      | 山田火山灰層   | Ma 2 |       |  |
|       |      | ピンク火山灰層  | Ma 1 |       |  |
| 最新世後期 | 最下部  | イエロー火山灰層 | Ma 0 |       |  |
|       |      |          |      |       |  |
| 鮮新世前期 |      |          |      |       |  |

図18 大阪層群の層序表

(市原実「大阪層群と六甲変動」『地球科学』85・86号、1966年による)

# 1 高槻の自然環境

大阪層群は大きく上下二つの部分に分けられ、下半部は主として河成、湖成の堆積物ですべて淡水層であるが、上半部は海成層と淡水層との互層になっている。とくに、海成層は主として粘土層からなり、連続性が良い。大阪平野の地下および周辺の丘陵地には、海成粘土層が少なくとも一〇枚あり、それらは下からMa a0'、Ma 1'、Ma 2'……Ma 9'の略称で呼ばれている。この海成粘土層とともに、大阪層群の層序対比に有効な役割を課しているのが火山灰層である。火山灰層もまた一〇枚枚確認されており、それぞれが固有の名称で呼ばれて、図一八のように海成粘土層と対比されている。

高槻市域の大阪層群は西山団体研究グループと桂高校地学クラブの手によって調査され「高槻北方丘陵の大阪層群」『地球科学』二四(四五六)、『図一九のような分布図が作

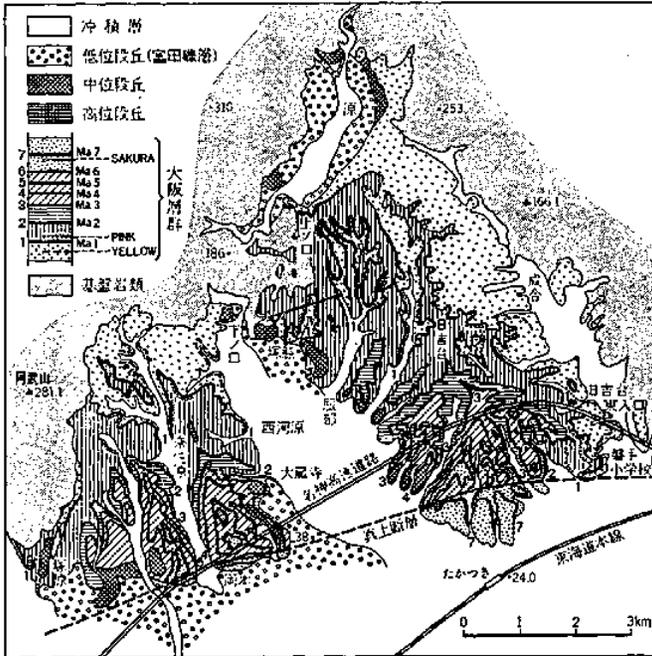


図19 高槻北方丘陵の地質  
 (西山団体研究グループ・桂高校地学クラブ「高槻地方丘陵の大阪層群」『地球科学』24—6, 1970年による)

大阪層群は大きく上下二つの部分に分けられ、下半部は主として河成、湖成の堆積物ですべて淡水層であるが、上半部は海成層と淡水層との互層になっている。とくに、海成層は主として粘土層からなり、連続性が良い。大阪平野の地下および周辺の丘陵地には、海成粘土層が少なくとも一〇枚あり、それらは下からMa a0'、Ma 1'、Ma 2'……Ma 9'の略称で呼ばれている。この海成粘土層とともに、大阪層群の層序対比に有効な役割を課しているのが火山灰層である。火山灰層もまた一〇枚枚確認されており、それぞれが固有の名称で呼ばれて、図一八のように海成粘土層と対比されている。

成されている。これによれば高槻北方丘陵の大阪層群は層厚一〇〇〜一二〇メートルで、下部に礫層があり、その上は砂と粘土の互層で、Ma1からMa7までの海成粘土層が下位のものほど山地側にもみられる。火山灰層もイエロー、ピンク、サクラなどの各層が確認され、次のように記載されている。

- ① イエロー火山灰層 警手小学校北、日吉台東入口、成合西、西河原西、上奈佐原西などで露出する。粘土層にはさまれ、厚さはふつう二〇〜五〇センチメートルであるが、西河原西では一メートルに達する。下半部は軽石(径一ミリメートル以下)を多く含み、上半部はミガキ砂質で、風化する上半部が黄色がかったり、重鉱物は黒雲母、角閃石が多く、ガラスは汚くて発泡がみられる。

- ② 竜が池火山灰層 日吉台入口と塚脇の段丘の下で発見され、厚さは約二〇センチメートル。黒雲母、角閃石、石英、小型軽石の集合体で、すべて肉眼で識別できる。
- ③ ピンク火山灰層 塚原、上奈佐原、松ヶ丘、日吉台団地、別所ほか多くの地点でみられる。下部数センチメートルは白色細粒、中部三〇センチメートルぐらゐは細粒桃白色部に粗粒で重鉱物を多量に含む部分が不規則にはいり、上部一〇センチメートル以上は細粒の桃色、白色部の互層からなっている。重鉱物は角閃石が圧倒的に多く、ガラスは無色透明で発泡あとのないものが多い。

- ④ アズキ火山灰層 奈佐原の東西、日吉台、岡本の谷底などにみられる。Ma3の海成粘土層にはさまれて連続性が

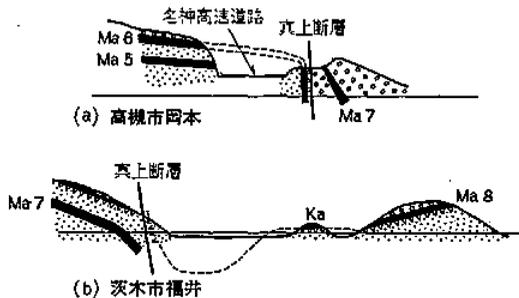


図20 真上断層の模式断面  
(西山団地研究グループ他・前掲論文による)

# 1 高槻の自然環境

良く、大阪層群を上部と下部に分ける鍵層とされ、厚さは三〇〜五〇センチメートル。アズキ色ないし暗黒灰色の礫砂で、最下部に厚さ二〜三センチメートルの白色火山灰をともなう。重鉱物は斜方輝石、単斜輝石、角閃石をほぼ等量にもち、ガラスは電球型とよばれた球状のものが発見され、アズキ色〜暗灰色をしているものを含むことが特徴となっている。

⑤ サクラ火山灰層 真上から光徳に至る真上断層にそって追跡され、厚さは約一五センチメートル。上下一様の白色火山灰で、ほとんど火山ガラスからなり、重鉱物はひじょうに少ない。輝石を少量含む角閃石火山灰である。

高槻北方丘陵の大阪層群は、一般には南方へ数度〜一〇数度傾く単斜構造を示しているが、丘陵南端付近では東西にのびる真上断層による変位をうけて急傾斜し、南平台南端の岡本町では、名神高速道路の北側に水平に近いMa5、Ma6があるにもかかわらず、その南側では海成粘土層が直立している(図二〇)。一方、

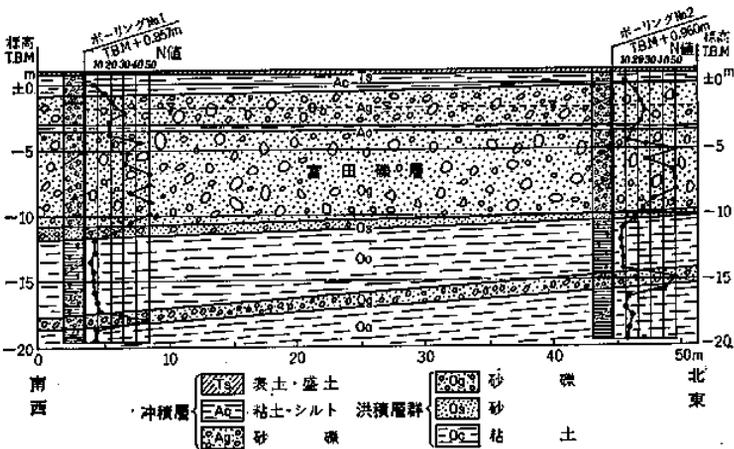


図21 富田疎層の地質断面  
(応用地質調査事務所『富田小学校体育館  
増築工事に伴う土質調査』1968年による)

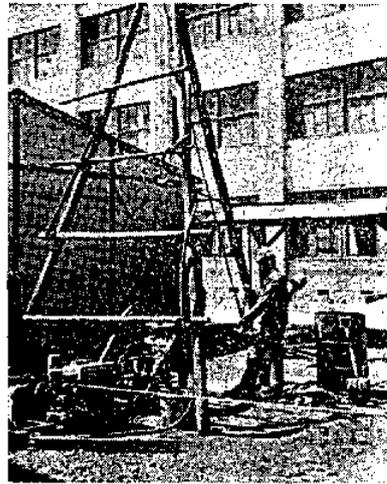
北摂山地に対しては、大阪層群は不整合に接しており、松尾川上流域では標高三〇〇メートル以上の緩斜面にまで堆積している。

富田礫層 富田礫層は富田台地を構成する層厚約

一〇メートルの砂礫層で、北は南平台

・奈佐原丘陵の南麓から南は富田台地の南端まで、東は那家本町から今城塚を経て富田台地の東辺を限る崖を結ぶ線、西は継体天皇陵から南へのびる富田台地の西辺に囲まれた範囲にみられ、この東限線以東では沖積層の下にもぐっている。図二一は、富田小学校体育館の増築工事にあたって実施された土質調査の結果を示したもので、地表から一〜二メートルまでは腐植物を多量に混入した礫混りのシルト質粘土層におおわれているが、その下には層厚一〇メートル内外で、暗黄灰色の粘土混り砂礫層が堆積している。これが富田礫層で、厚さ三〇〜四〇センチメートルの砂質粘土層によって上下に分たれ、上位砂礫層は最大礫径二〇〜三〇ミリメートルの細礫が主でN値も二〇〜三〇と比較的低いが、下位砂礫層は径三〇ミリメートル前後の中礫が大半を占め（地表下八メートル付近には径八〇〜一〇〇ミリメートルの大礫が散在）N値も五〇を記録して稠密である。富田礫層の下は、大阪層群最上部にあたる暗黄灰色砂層、暗灰色粘土層となっている。

市原実・木越邦彦は高槻市立第二中学校裏の露頭において、富田礫層に挟まれた厚さ五〇センチメートル



写9 富田小学校体育館新築工事のポーリング

前後の泥炭層から木片を採取し、放射性炭素による年代測定を行った結果、二六、〇〇〇年±八〇〇年BPという年代を得るとともに、この泥炭層から寒冷期の植物遺体を産したことを報告している〔市原実・木越邦彦「段丘堆積物から産出した泥炭・木材」このことから、富田礫層は洪積世後期のウルム氷期の堆積物であることが「絶対年代」『地球科学』五八号昭三七〕。このことから、富田礫層は洪積世後期のウルム氷期の堆積物であることが確認され、大阪平野北西部にひろがる伊丹台地を構成する伊丹礫層に対応する低位段丘堆積層と考えられている。

沖積層は、最終氷期後の海面上昇にともなう堆積物で、層厚は淀川河口付近で約三〇メートル、摂津市南部の鳥飼大橋北詰付近で二六・三メートルと、淀川をさかのぼるにつれて次第に薄くなり、高槻市域では、南端に近い柱本小学校で一七メートル、大塚町四丁目の第十中学校で一五メートル、東端に近い上牧小学校では七メートル前後となっている。

図二二は、市内の小中学校や保育所などの建設にともなう実施された地質調査のデータをもとに作成したもので、各柱状図は南北方向の地質断面を読み取れるように配列されている。これによると、沖積層基底（洪積礫層の上端）の標高は、磐手小学校、第十中学校を結ぶ東部では、磐手小学校の八・二メートルから高槻小学校のマイナス七・八メートルまで、平均勾配約一一〇分の一で低下したのち、高槻小学校以南では若干の起伏はあるものの、水平に近い状態で第十中学校のマイナス一〇メートルに達している。一方、川西小学校から柱本小学校に至る西部では、川西小学校の一二・二メートルから柳川中学校のマイナス二三・二メートルまでは約一二〇分の一の平均勾配を示し、柳川中学校から南へはほぼ水平に移行して柱本小学校ではマイナス一三・三メートルとなっている。このように、高槻市域の沖積層基底面は、北部ではゆるく南へ傾

第三章 高槻の地質と地形発達史

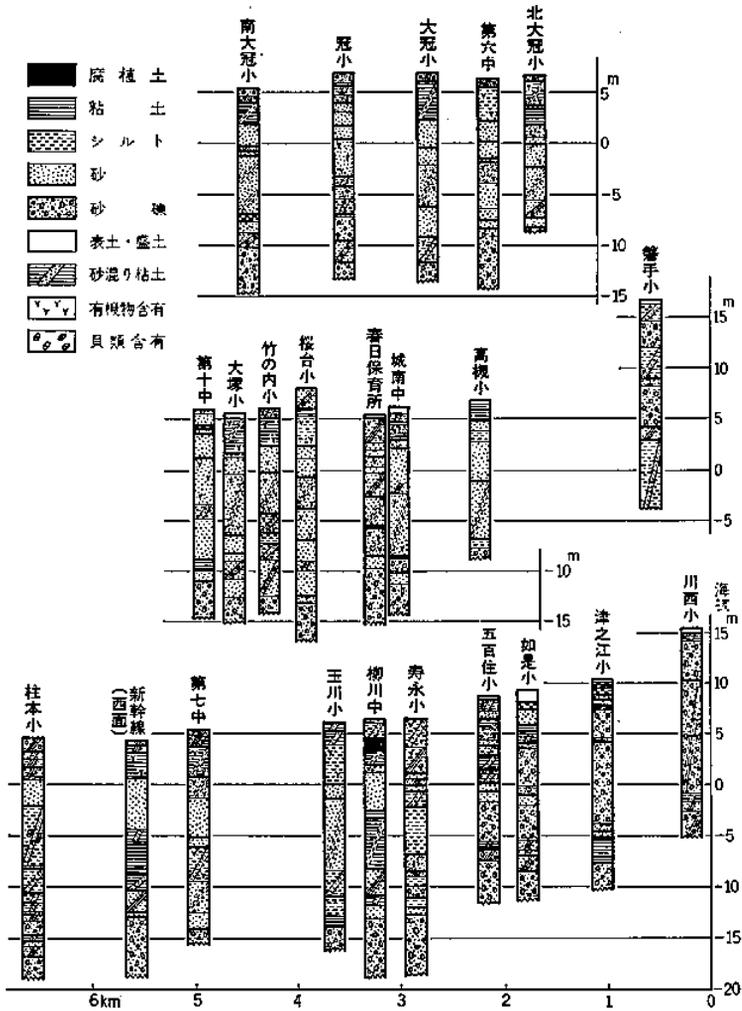


図22 淀川低地の地質柱状図

斜して、その勾配は地表のそれよりやや強くなっているが、南部ではほぼ水平になっている。淀川の現流路に沿った平均勾配は、上牧小学校と第十中学校との間で約四八〇分の一、第十中学校と柱本小学校との間では約一二〇〇分の一になっている。

沖積層の構成物質は、松尾川扇状地上の磐手小学校で砂礫を含むほはすべて粘土・シルト・砂などの細粒物質で、有機物を含むものが多く、部分的に腐植土もみられ、柱本小学校の地表下九メートル付近には貝殻も含まれている。これらの分布を調べてみると、近年まで条里制にもとづく土地割が卓越して古代以来安定した耕地であった淀川低地北半部や、淀川北岸沿いの自然堤防帯に相当する第十中学校や三箇牧小学校、柱本小学校などの柱状図では、シルトと砂が卓越して粘土がほとんどがみられないのに対して、条里制土地割遺存地帯と自然堤防帯には含まれた後背湿地帯にあたる竹の内小学校や大塚小学校、第七中学校や西面南一丁目の新幹線などの柱状図では、地表から深さ四メートル前後までが有機物を含む厚い粘土層になっていることが注目される。また、条里制土地割遺存地帯に位置しながらも薄い粘土層を多くはさんでいる五百住小学校の柱状図は、富田台地を刻む小寺池のある谷の延長上に位置するという地形的環境の特色を反映したものであろう。

## 第二節 地史と地形発達史

日本列島の 日本列島はアジア大陸の東岸をふちどる弧状列島のひとつで、その地体構造は図二三のよう  
地体構造 に区分されている。日本列島はまず、糸魚川から静岡まで日本アルプスの東側を南北走する

大地溝帯（フォッサマグナ）によって東北日本と西南日本とに分かれ、西南日本はさらに、長野県の諏訪湖で大地溝帯から分岐し、伊那谷、豊橋を経て紀伊半島中央部の櫛田川、紀ノ川の谷を通り、四国山地北辺から九州中部にのびる中央構造線（メデアンライン）によって南北に二分されて、北側は西南日本内帯、南側は西南日本外帯と呼ばれている。

高槻市を含む近畿地方中・北部は西南日本内帯の東部にあたり、

その大部分は北側の丹波帯と南側の領家帯に属するが、北西部には中国帯と舞鶴帯がある。丹波帯は非変成の古生層を主として一部花崗岩に貫かれており、領家帯には花崗岩と古生層の変成岩が多く分布している。

丹波層群の北摂山地を構成する丹波層群が古生代末期のペルム紀（二疊紀）の堆積層であることは前述の堆積と隆起したが、それらはどのような環境のもとで堆積し、隆起したのであろうか。

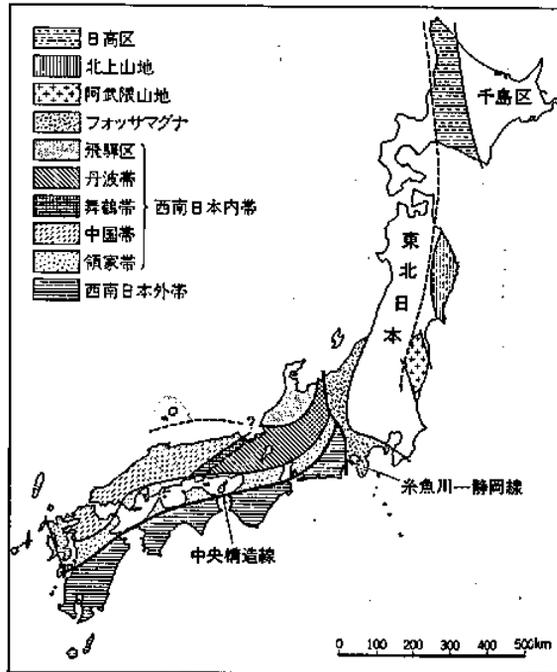


図23 日本列島の地体構造区分  
 (中野尊正・小林国夫『日本の自然』岩波新書を簡略化)

1 高槻の自然環境

| 何年前か<br>単位<br>100万(10 <sup>6</sup> )年 | 地質年代の区分 |                 | 生物の<br>歴史 | 地かく<br>の歴史        | 日本の地史                     |
|---------------------------------------|---------|-----------------|-----------|-------------------|---------------------------|
| 0.01                                  | 新生代     | 第四紀             | 人類        | 氷河時代              | 平野・活火山<br>丘陵・死火山<br>山地の上昇 |
| 0.5~2                                 |         | 最新世             | 哺乳類時代     |                   |                           |
| 12                                    | 中生代     | 第三紀             | 哺乳類時代     | ヒマラヤ・アルプス<br>造山運動 | はげしい<br>火山活動              |
| 23                                    |         | 鮮新世             | 哺乳類時代     |                   |                           |
| 63                                    | 中生代     | 白亜紀             | アンモナイト時代  | パリス<br>造山運動       | 花コウ岩の<br>貫入               |
| 135                                   |         | ジュラ紀            | アンモナイト時代  |                   |                           |
| 200                                   |         | トリアス紀<br>(三疊紀)  | アンモナイト時代  |                   |                           |
| 235                                   | 新生代     | ペルム紀<br>(二疊紀)   | フスリナ      | パリス<br>造山運動       | 大山脈の形成                    |
| 280                                   |         | 石炭紀             | フスリナ      |                   |                           |
| 345                                   | 旧古生代    | デボン紀            | 魚類時代      | パリス<br>造山運動       | 広い海の時代                    |
| 395                                   |         | シルリア紀           | 魚類時代      |                   |                           |
| 430                                   | 旧古生代    | カルドビス紀          | 三葉虫時代     | パリス<br>造山運動       | 日本最古の<br>化石<br>産地?        |
| 500                                   |         | カンブリア紀          | 三葉虫時代     |                   |                           |
| 570                                   | 先カンブリ時代 |                 | 植物時代      | パリス<br>造山運動       | 日本の<br>基岩岩?               |
| 1000                                  |         |                 | 植物時代      |                   |                           |
| 2000                                  |         |                 | 植物時代      |                   |                           |
| 3000                                  |         |                 | 植物時代      |                   |                           |
| 4000                                  |         |                 |           |                   |                           |
|                                       |         | (3400……世界最古の岩石) |           |                   |                           |
|                                       |         | (4600?…地球の誕生)   |           |                   |                           |

図24 地質時代の区分  
 (『島本町史』本文編図2による)

湊正雄・井尻正二によると「湊正雄・井尻正二『日本列島』(第一版)、『岩波新書』昭四一)」、ペルム紀の日本列島はその大部分が、今日の中国大陸から日本海をおおって突出していた大陸の東辺をふちどる海底に没しており、西南日本の一帯には地相斜が発達していた(図二五)。地相斜の海は年代の経過とともに深くなり、その海底には長い年月の間に泥岩や砂岩、チャートや石灰岩が堆積していった。図二五は、ペルム紀末期の地相斜堆積物の厚さが、北摂山地のあたりで二、五〇〇〜三、〇〇〇メートルに達したことを示しており、この数値は前述した出灰層の層厚にほぼ対応する。

この地相斜はすでに新古生代石炭紀の後期(約三億年前)から発達しつつあったもので、しかもその堆積物の厚さは合計一〇、〇〇〇メートルにも達していた。これは地相斜の底がそれ以上に深く地殻の下方へ沈降していたことを意味する。

にはべつの隆起帯が形成され、ペルム紀中後期には島列を出現させ、中生代前期のトリアス紀(三疊紀)には北方の地向斜をも陸化上昇させて、複雑な地質構造を生み出した。この変動は狭義の本州変動と呼ばれ(市川浩一郎・藤田至剛・島津光夫編『日本列島地質構造発達史』築地書館、昭四五)、地殻の歴史のうえではパリスカン造山運動に対比される。この結果西南日本の本州区は地背斜に転化して優陸的となり、ジュラ紀には中央山地が顕在化して地表の侵食が進行

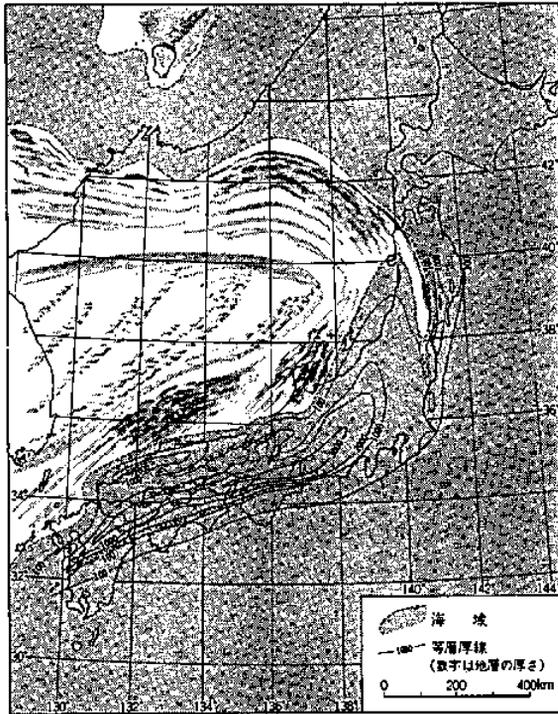


図25 ペルム紀後期(約2億4,000万年前)の古地理図  
(市川浩一郎・藤田至剛・島津光夫編『日本列島地質構造発達史』, 築地書館, 昭和45年による)

このためその底部には断層ができ、その弱線をとおって地下の熔岩がふき出して地向斜の底へあふれ出していった。この熔岩は地下深部でゆっくりと冷却されて花崗岩を形成していくとともに、それに接する水成岩を高温と高圧のもとで混成岩に変える働きをも有していた。

このような地向斜の発達と平行して、現在の四国・九州を東西に横断する細長い地帯

# 1 高槻の自然環境

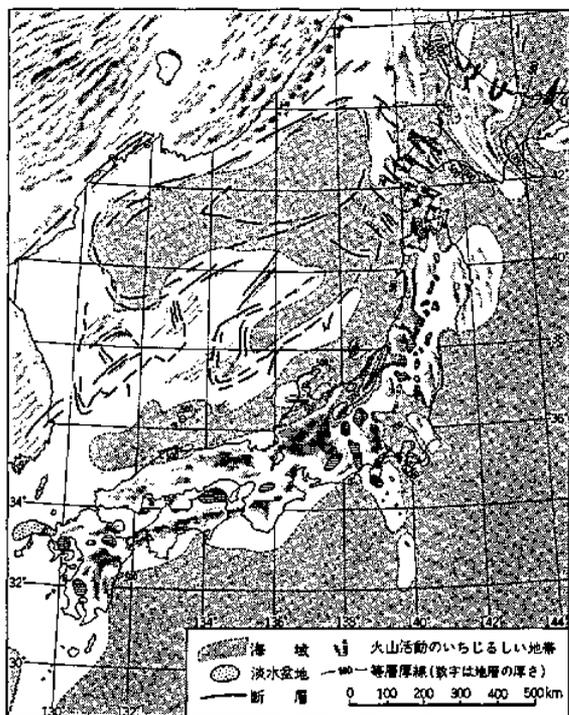


図26 中新世末期(約1,400万年前)の古地理図  
 (市川浩一郎他, 前掲書, による)

し、白亜紀後期になると花崗岩の活動が活発化した。

ヒマラヤ・アルプス造山運動

中生代ジュラ紀から新生代第三紀にかけて起ったヒマラヤ・アルプス造山運動は、全球的なひろがりをもった大規模なもので、日本列島の形成もその一環をなす。この造山

運動による地向斜の形成、混成岩と花崗岩の発生、褶曲山脈の成立といった典型的な形式は、日本では北海道の日高山脈にみられるにすぎ

ないが、日本列島を東西に二分する大地溝帯(フォッサマグナ)や、西南日本を南北に分ける中央構造線(メダイアンライン)が形成され、西南日本内帯にひろく分布する花崗岩の活動が活発化したのも、この造山運動にもなるものであった。

図二六はヒマラヤ・アルプス造山運動の末期にあたる新生代古第三紀中新世末期の古地理図である。この当時の西南日本は

ほとんどが陸化して侵食作用が盛んであったが、フォッサマグナ地域や日本海側では、中新世のはじめから陥没が起ってそこに海水や湖水がたまると同時に、水底ではげしい火山活動が進行した。この陥没盆地はしだいに沈降し、海域を拡大して日本海の原型を形成するとともに、海底には数百メートルの厚さの火山灰、泥、砂が堆積して緑色に変質していった。この火山物質は緑色凝灰岩（グリーンタフ）と呼ばれる特有の地層（関東地方を原産地としてひろく石材に使われている大谷石はその代表例）を形成し、中新世末期には大規模な隆起をはじめ、海域を日本海側へと移動させた。これがグリーンタフ変動と呼ばれる地殻変動で、この変動によって日本列島が胚胎し、古日本海と呼ばれる内海が生み出されていったのである。

**瀬戸内沈降** このようなグリーンタフ変動が東北日本を中心として大規模に進行していた頃、西南日本内帯の形成 帯でも瀬戸内沈降帯の形成に代表される一連の地殻変動がみられた。この地殻変動の各段階における古地理図を市原実によって示したのが図二七で、グリーンタフ地向斜の陥没期にあたる中新世中期には、現在の山陰地方から東海地方へのびる第一瀬戸内沈降帯が発達し、そこには、今日六甲山地北西方の丘陵地帯にひろく露出している神戸層群を代表例とする中新統の湖成・海成層（第一瀬戸内累層群と総称される）が堆積した（図二七A）。

その後、グリーンタフ地向斜が地背斜化して隆起した中新世最後期、鮮新世初頭（「謙田奎則」東北日本における変遷に関する法則性「地」地球科学」六二号、昭四五）には、近畿地方の全域が陸化して侵食される一方、二上山や大和高原南部の室生地域をはじめ、熊野灘沿岸や北但馬の照来地域では、漆結燧岩の特徴をもった酸性岩を噴出する火山活動がみられた（図二七B）。この時期の侵食作用によって形成されたのがいわゆる準平原で、北摂山地を含む丹波山地

# I 高槻の自然環境

の定高性と山頂平坦面がその名残りを示している。

ついで鮮新世に入ると、中国地方と紀伊半島・四国の背梁部が隆起しはじめ、これらにはさまれた現在の瀬戸内海地域から琵琶湖、伊勢湾にわたる地域が第二瀬戸内沈降帯を形成した(図二七C)。この沈降帯は形成の前期(鮮新世前期→後期)から、鈴鹿山脈、江和高原、生駒山地、六甲→淡路島脊梁山脈など、近畿中央部の各盆地を境する南北性の山脈や中央構造線の北側を東西走る和泉→讃岐山脈の原形をともっており、沈降帯に流入した河川の水は西流して九州の西南方で海に注いでいたと考えられている。

第二瀬戸内後期の最新世前期になると、現在の紀伊水道と豊後水道が沈水して海水

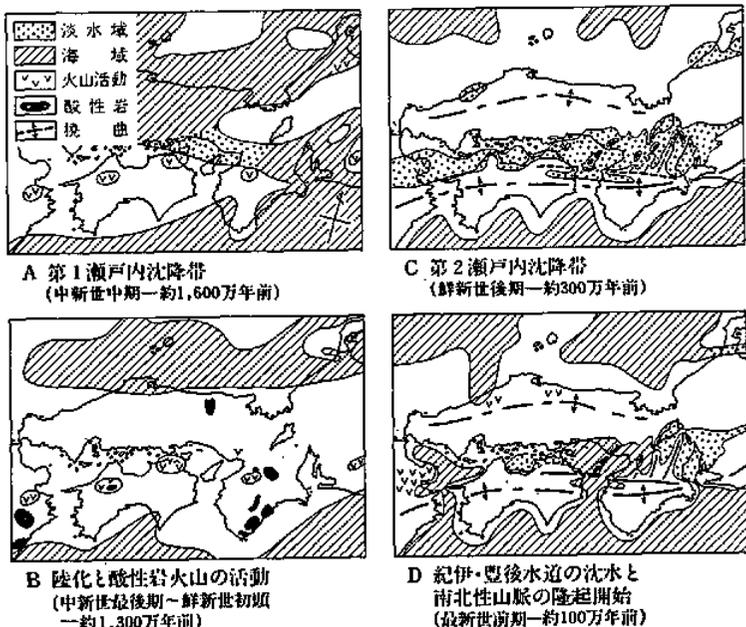


図27 瀬戸内沈降帯形成期の古地理図  
(市原実「大阪層群と六甲変動」(前掲)による)

が侵入しはじめ、しだいに淡水域を狭くしていく一方、六甲山地や生駒山地をはじめとする南北性の山脈は、前期の萌芽的な段階を脱してしだいに隆起しはじめ、その輪郭をはっきりさせるとともに、第二瀬戸内沈降帯の東部に古東海湖、古琵琶湖、古大阪湾という堆積盆地の分化を明確にしていた(図二七D)。

**大阪層群** この第二瀬戸内沈降帯に堆積した堆積層のひとつが大阪層群で、近江盆地周辺部から伊賀盆地の堆積地にかけて分布する古琵琶湖層群や、鈴鹿山脈東麓および濃尾平野東部にみられる東海層群もこれに相当する。これらは一括して第二瀬戸内累層群と呼ばれ、古東海湖の東海層群がもっとも早く堆積を開始し、古琵琶湖層群の堆積がこれに続いて進行した。図二八Aは当時の古地理を示したもので、この頃にはまだ古大阪湾は形成されておらず、今日の鈴鹿山脈や江和高原もなお丘陵性の地形を呈している、古琵琶湖の水はその間をぬって古東海湖や、現在の紀ノ川河谷中流部に形成されていた萬蒲谷湖に流出していた。

ついで鮮新世終末期、最新世初頭になると、現在の大阪湾と大阪平野を包含する一帯に古大阪湖が形成され、京都盆地南部から奈良盆地にかけては古奈良湖が発達して、大阪層群が堆積しはじめる一方、萬蒲谷湖は消滅しつつあった(図二八B)。この時期に堆積した地層は大阪層群最下部層と呼ばれ、大阪層群の模式地として設定された千里山丘陵の下部や泉南の丘陵地帯、あるいは一九六三(昭和三八)年に大阪市港区の国際見本市恒久展示場で実施された深さ九〇七メートルに及ぶボーリング(OD-1)などで確認されているが、いずれも海成層を含まない淡水層ばかりで、当時の古大阪湖が海への出口を閉ざされた淡水湖であったことを示している。大阪層群のうち最下位の化石を産するのは泉南丘陵の粘土層からで、それらはメタセコイア、

I 高槻の自然環境

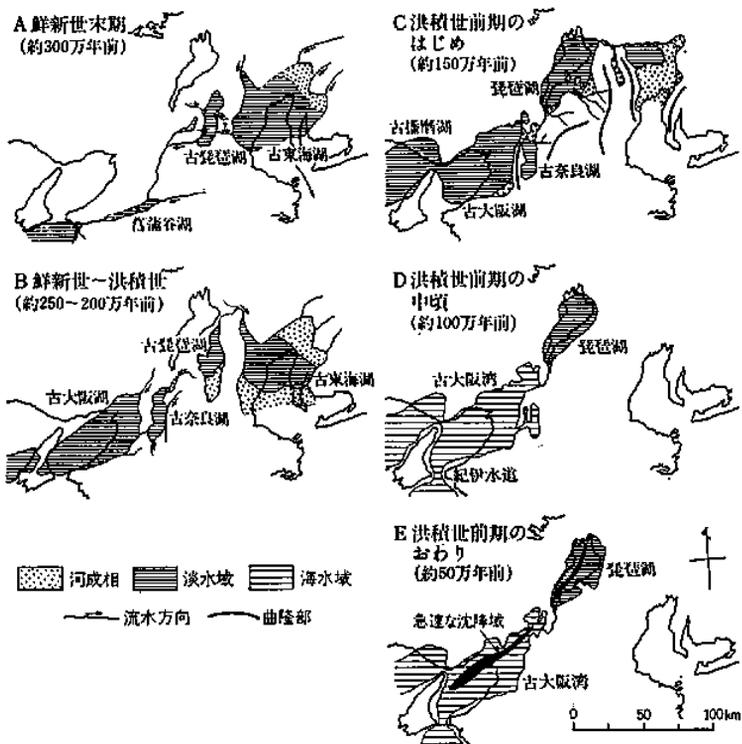


図28 大阪層群堆積期の古地理の変遷  
 YOKOYAMA, T.: Tephrochronology and Paleogeography of the Plio-Pleistocene in the Eastern Setouchi Geologic Province, Southeast Japan, Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Mineral, Vol. 36, 1969. による

セコイア、イヌスギ、イチヨウ、フジイマツなどメタセコイア植物群とよばれる、第三紀に北半球で繁茂した植物で、当時の近畿地方が温暖な気候であったことを示している〔近畿グループ「近畿地方の第四系」地学団。なお、体研究会「日本の第四系」所収、昭四四〕。なお、高槻市域では、大阪層群最下部の堆積層は確認されていない。

古大阪湖はその後も沈降を続け、最新世前期のはじめにはその北東部で古奈良湖と接続し、西方では、現在の播磨灘東部に形成された古播磨湖と連絡するようになった(図二八C)。一方、古東海湖はしだいに消滅へ向い、古琵琶湖は現在の近江盆地まで北上して、その排出水は郷ノ口(京都府總務部宇治田原町)を通る古瀬田川によって古奈良湖の北端に注ぐようになった。琵琶湖淀川水系の誕生である。そして最新世前期の中頃には現在の紀伊水道が沈水し、古大阪湖には海水が侵入してきて古大阪湾となった(図二八D)。

この時期の堆積層は大阪層群下部層と通称され、最下部層との間はバミス火山灰によって区分される。この火山灰層は、千里山の上野田では約一メートル、泉南の近木川コノキガハでは約三メートルの厚さを有し、全体としては白色だが部分的にはピンク色を呈して、連続性がきわめて良い。大阪層群下部層の上限はアズキ火山灰で、その間にはMa0-Ma3と呼ばれる四枚の海成粘土層がはさまれており、少なくとも四回の海進があったことを示している。この下部層が堆積した時期はメタセコイア植物群の消滅期にあたり、チョウセンマツ、ヒメバラモミ、ミツガシワ、キハダなどの冷温帯植物が出現し、しだいに優勢となつていった。すなわち、温暖な環境を示す第三紀の要素が残存しつつも、じょじょに寒冷化へ向つていった、いわゆる先氷河時代の到来であり、最下部層と下部層との境が、鮮新世と最新世(洪積世)の境界とされている。高槻北方丘陵のうち、日吉台の大部分と安岡寺、松ヶ丘の全域、および南平台、奈佐原丘陵の北半部を構成するのはこ

## 1 高槻の自然環境

の大阪層群下部層である(図一九六参照)。一九六六(昭和四一)年七月、安國寺町五丁目の上ノ口バス停前で、Ma1海成粘土層の直上からワニの脊椎骨と歯の化石が発見された(写一〇)。

アズキ火山灰層を下限とする大阪層群上部層が堆積したのは最新世前期のおわりごろで、すでに古奈良湖は完全に陸化して消滅し、琵琶湖西縁から淀川下流へ向って北東へ南西方向にのびる琵琶湖—大阪沈降帯が急速に沈下しはじめていた(図二八E)。大阪層群上部層は海成粘土層と淡水層とが互層をなしているのが特色で、海成粘土層は温暖気候を示し、淡水層は寒冷気候を示す植物遺体や花粉をとまなう〔田井昭子「大阪市におけるボタニカル分析—地球科学」(八三・八四号、昭四一)〕。このことは、気候の温暖な時期と寒冷な時期とが交互に繰り返され、それに応じて古大阪湾でも温暖期には海進が、寒冷期には海退がみられたことを示す。一九六四(昭和三九)年、千里山丘陵北西隅にある大阪大学構内の大阪層群上部層に属する砂質粘土層から、日本で初めてワニの化石(マチカネワニ)が出土して注目された。この大阪層群上部層は、高槻北方丘陵では日吉台の南に続く奥天神町から真上町にかけてと、南平台・奈佐原丘陵の南部にみられ、全体として南へゆるく傾斜しているが、その南端付近では真上断層による変位をうけている。

大阪層群は最下部層から上部層まで、周辺部をのぞいてはほとんど不整合面はみられず、全体としては継続的に堆積が進行したことを示してお



写10 タカツキワニ化石 (大阪市立自然史博物館所蔵)

り、その厚さは平野の地下では七〇〇メートルを越すと推定されているが、周辺部の丘陵ではさまざまに一定していない。これは周辺部では大阪層群の一部しか堆積していないことがおもな原因で、奈良盆地では最下部層からM<sub>2</sub>と海成粘土層まで、京都盆地ではピンク火山灰層から上の大阪層群しかみられない。このことから、奈良盆地では大阪層群堆積の初期から古奈良湖が存在して土砂を堆積していたにもかかわらず、上部層が堆積した最新世前期後半にはすでに干陸していたのに対して、京都盆地では最新世初頭まではなお古大阪湾の拡大が及んでいなかったことが知られる。

これを大阪平野周辺部に限ってみても、泉南丘陵や千里山丘陵では最下部層が知られているにもかかわらず

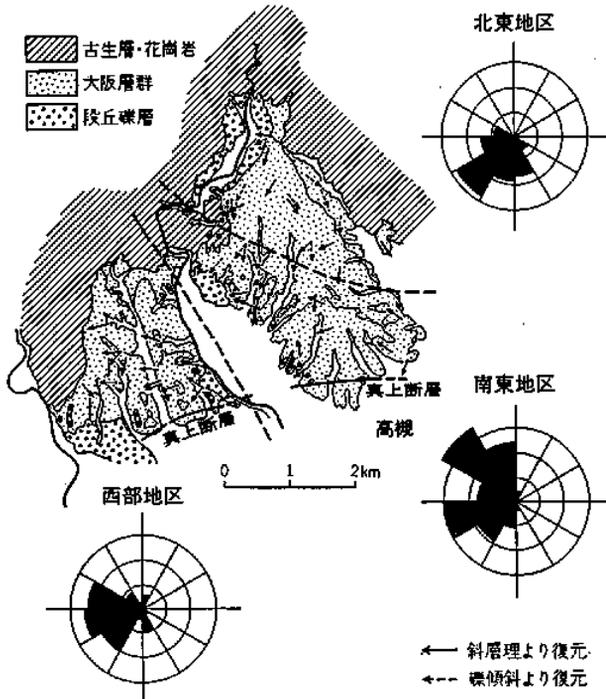


図29 高槻丘陵における大阪層群堆積当時の古水流方向  
(YOKOYAMA, T. 前掲論文による)

ず、茨木や高槻の丘陵ではイエロー火山灰層付近以降の地層しかみられず、枚方丘陵ではMa<sub>2</sub>海成層以降しか確認されていない。大阪層群の上限も、千里山や高槻の丘陵ではMa<sub>1</sub>海成粘土までであるのに対して、茨木や枚方の丘陵ではMa<sub>8</sub>海成粘土層まで知られている。これは、古大阪湾をおそった海進が、一回ごとにそれぞれ独自のひろがりをもっていったことを示している。

図一九は高槻丘陵を構成する大阪層群が堆積した当時の古水流の方向を横山卓雄によって示したもので [Yokoyama, T. (1969) Tephrochronology and Paleogeography of the Plio-Pleistocene in the Eastern Setouchi], 北から南へ向うものと、東から西へ向うものが卓越している。前者は高槻丘陵北部で卓越して古芥川による堆積を示し、後者は南西部の南平台・奈佐原丘陵で卓越して古淀川の影響がこの地域まで及んだことを示している。日吉台南部から安岡寺南部にかけては両者が混在し、この地域では古芥川と古淀川の影響が複合していた。

#### 六甲変動

近畿地方中央部にみられる六甲山地、生駒山地、比良・比叡山地、江和高原、鈴鹿山脈などの南北性山地が、鮮新世には萌芽的な隆起をみせはじめ、最新世前期にはその輪郭をはっきりさせて堆積盆地の分化を明確にしていったことはすでに述べたが、この隆起運動は大阪層群堆積の過程を通じて進行し、大阪層群堆積の終末期からその最盛期を迎えた。この運動は一九五六年に池辺展生によって六甲変動と命名され [Irran, N. (1956) Cenozoic Geohistory of Japan, } 一〇年後に同氏と藤田和夫によって概念の限定と再定義が行われた [Irran, N. and Huzita, K. (1966) The Rokko Movements, the Pliocene Coastal Movements in Japan, Quaternaria, Vol. 8 ]。

最盛期の六甲変動は、南北性の山地だけでなく、近畿中央部の北と南にある東西性の山地をも断層をともなって上昇させ、山地の高度を増大させるとともに、盆地との対立を強めた。この断層系は敦賀湾を頂点と

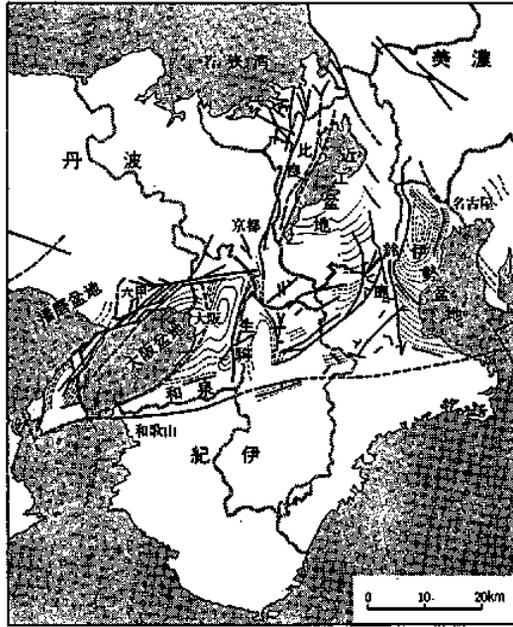


図30 近畿三角地帯の地質構造 (IKEDA & ICHIKAWA)  
 太線は六甲変動ともなる断層系を、細線は大阪層群相当層 (大阪層群、古琵琶湖層群、東海層群など) のだいたいの走向方向を示す (点線：最下部、破線：下部連続線：上部)

山稜平坦面に、大阪層群下部層に相当すると推定される山砂利が残されていることから知られる。

高槻—有馬構造線の西端は六甲山地をはさんで分岐し、南西方向にのびる断層系は六甲山地と大阪湾を限る急峻な六甲断層崖を形成して、六甲変動という名称を由来させた。

六甲変動最盛期の地殻変動は、山地と盆地の対立を強化したのみではなく、盆地をも含めた一般的な地盤の上昇をももたらした。その結果、大阪層群の堆積は終了し、最盛期後にはむしろ急速に侵食されるようにな

し、中央構造線を底辺とする近畿三角地帯に発達し (図三〇)、そのあるものは活断層として現在に引きつづいている。北摂山地が淀川低地との対立を強めたのも六甲変動の一環をなす構造運動によるもので、北摂山地の南辺を限る構造線は高槻—有馬構造線と呼ばれている。この構造線の運動が大阪層群下部層堆積以降に活発化したことは、現在、標高三〇〇メートル以上を測る川久保や本山寺付近の

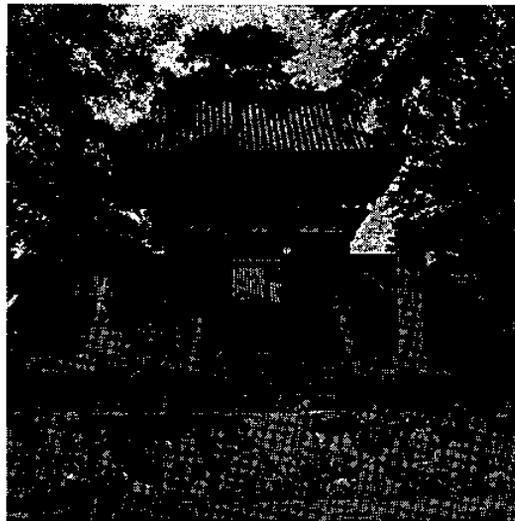
った。この侵食作用は大坂層群とその相当層だけではなく、より古い地層をも侵食平坦化して、瀬戸内面とよばれる丘陵性の侵食小起伏面が形成された〔市原実「大坂層群と六甲変動」『地』。高槻市域では、北摂山地南東部の成合谷北東方に残されている標高二〇〇メートル前後の小起伏面や、阿武山から北大阪変電所に至る標高二〇〇～二五〇メートルの丸みをおびた山陵が、この瀬戸内面に相当するものと考えられ、神峰山寺付近の稜線にみられる大坂層群は、この時期に侵食されて平坦化した大坂層群下部層の名残りであろう。この侵食平坦化作用は、六甲変動最盛期に北摂山地とともに隆起した大坂層群にもおよび、大坂層群の地域にも瀬戸内面に相当する侵食平坦面がひろく形成されたものと推定されるが、大坂層群は堆積後の期間が短かくなお充分固結していないため侵食に対する抵抗力が弱く、その後の侵食作用によってこの平坦面が削られてしまった結果、今日では大坂層群の地域では瀬戸内面に相当するものはほとんど見られなくなっている。

**富田台地** 瀬戸内面の形成後、これを基盤として堆積盆地の沈降、後背地の上昇と氷河性海水面運動との形成がからみ合せて、数段の段丘が形成された。これらの段丘は大坂平野南部の信太山面を代表

例とする高位段丘と大阪城をのせる上町台地に代表される中位段丘、および伊丹台地を代表例とする低位段丘に大別され〔市原実「大阪・明石地域の第四紀について」、これらの段丘を構成する地層について、市原実・亀井節夫による層序表案〔市原実・亀井節夫「大阪層群——平野と丘陵」と藤正雄・井尻正二による第四紀時代区分〔藤正雄・井尻正二「日本列島第二版」の地質——「科学」四〇巻六号、昭四五〕〕とを対比すると、それぞれ高位段丘層〔播磨累層・澁谷累層〕はミンデル・リス間氷期（約三〇万年前）、中位段丘層（上町累層）はリス・ウルム間氷期（一五～五万年前）、低位段丘層（伊丹累層）はウルム氷期前期のしだいに寒冷化していく時期（四・四～二・五万年前）を中心とする堆積層に相当すると考えら

れる。高槻市域にみられる段丘面のうち、高槻丘陵の南端に付着している小規模なものの中位段丘に、富田台地の段丘面は低位段丘に対比される。

富田台地を構成する富田礫層の構成についてはすでに述べた。この礫層は伊丹台地を構成する伊丹礫層に対比され、伊丹礫層の下には伊丹粘土層と呼ばれる海成粘土層 (Marl) がある。この伊丹礫層と伊丹粘土層とを合わせたものが伊丹累層で、伊丹粘土層の年代は伊丹台地の<sup>まよんど</sup>上久代では粘土層の上限付近で二九、八〇〇±一、二〇〇年前、地下鉄長居駅の伊丹粘土層下部で三七、六〇〇±三、四〇〇年前と報告されている。<sup>〔市原実、木越邦夫「大阪付近の沖積層、段丘堆積層から産出した泥炭、木炭の絶対年代」地球科学「五八」号昭三七〕</sup>この粘土層がウルム氷期前期の海進期(ゲトワイゲル間氷期)に堆積したことを示している。伊丹礫層はその後の海退期(主ウルム垂氷期、二・九±一・六万年前)に扇状地性の堆積物として形成され、当時の海面は現在より約一〇〇メートルも低く、現在の大阪湾はほとんど陸化していたものと考えられる。岡義記は伊丹礫層の南部は氾濫原堆積物であり、伊丹礫層の堆積後にその面を増傾斜させる地盤運動があったと考えている。<sup>〔岡義記「大阪平野北西部の地形発達史」。「地理学評論」三六巻六号、昭三八〕</sup>。



写11 富田台地上にのる総持寺

I 高槻の自然環境

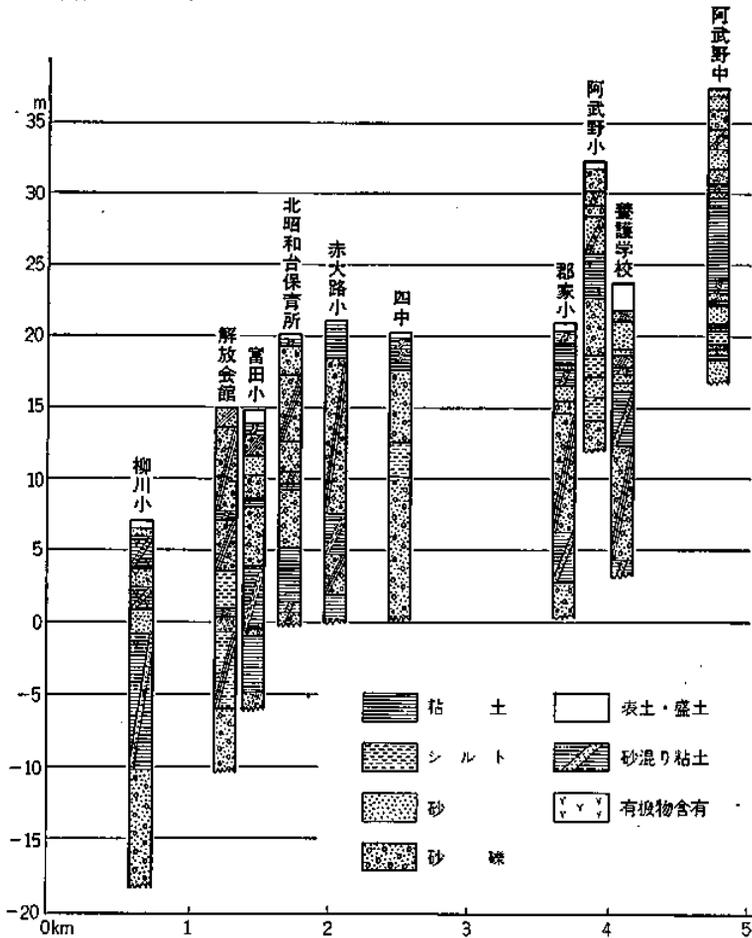
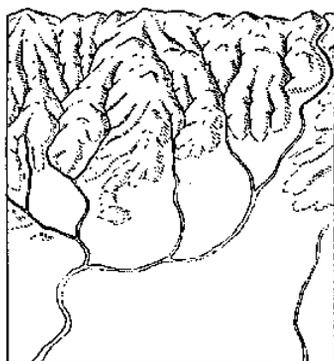


図31 富田台地の地質柱状図

このような伊丹台地形成の過程は富田台地のそれにもほぼ共通したものと考えられ、富田礫層の下にみられる粘土層(図二二参照)は伊丹粘土層に対応するものであろう。図三一は富田台地の中央部を南北に切る地質断面を示したもので、この粘土層は富田台地北端の阿武野小学校から南端に近い解放会館まで連続して認められる。その上



A 大阪層群堆積当時の状態

面の勾配は約一〇〇分の一で、富田台地の東西における芥川、安威川の現在の勾配約二〇〇分の一にくらべ、約二倍の傾斜を有している。富田礫層の上面は、富田台地北部では真上断層による変位を受け、女瀬川などによって侵食されているため相対的に低くなっているが、それらの影響をほとんど受けなかったとみられる台地南部の北昭和台保育所と解放会館との間では、九八分の一と前記粘土層上面の勾配と近似した値を示している。これらは、富田台地においても、富田礫層の堆積後に北高南低の増傾斜運動がみられたことを示すものと考えられる。その後、ウルム最盛期（二・五〜一・七万年前）の最寒冷期が到来し、海面が現在より約一三〇メートルも低下すると、淀川をはじめ芥川、安威川も侵食活動を復活して段丘崖を形成していった。

摂津峡と原  
盆地の形成

淀川低地の周辺部で前述のような段丘・台地の形成が進行している頃、芥川の中流では摂津峡と原盆地が形成されつつあった。六甲変動最盛期の後に形成された瀬戸内面と呼ばれる侵

食小起伏面は、現在の原盆地から摂津峡、高槻丘陵の一带をおおってひろがり、そのおもな構成層であった大阪層群は三好山（標高一八二・七メートル）をもその下に埋めていた（図三三A）。当時の小起伏面の名残りを示すのが、三好山の北方に芥川を隔てて相対する標高二二二・八メートルの独立標高点を有する山稜平坦面であり、摂津峡西岸の中堂山山頂（標高二三〇・九メートル）付近の平坦面である。その頃の芥川は、この小起伏面上を、ほぼ現在と同じような流路をとってゆったりと流れてい

# 1 高槻の自然環境



C 現在の状態



B 侵食が開始された時の状態

図32 摂津峡と原盆地の形成過程模式図

その後、段丘を形成する要因となった地盤運動が進む過程で、この小起伏面は北摂山地とともに隆起しはじめ、小起伏面を構成していた軟かい地層である大阪層群はしだいに削り取られていった。この隆起は、形成当時にはほぼ海面に近い高度を有していた瀬戸内面相当の侵食小起伏面を、現在みるように標高二〇〇メートル前後まで高めたものであるが、その運動はそれほど激しく進行したものはなかったため、芥川は従来の流れを保持したまま侵食を進め、小起伏面表面の大阪層群を侵食しつくして河床に硬い古生層の基盤岩が露出してもなお、そこで流路を変更することなく下方侵食を続けることができた(図三二B)。この下方侵食によって形成されたのが摂津峡で、その兩岸は硬い基盤岩からなるため容易に崩落することもなく急斜面を残す深い峡谷となったのである(図三二C)。このように、起伏を有する硬い基盤岩の上に軟弱な被覆層がのり、その上を流れる河川の侵食が復活して谷をうがうときにも、元来の流路を維持したまま基盤岩の起伏

に關係なく谷を刻んでその凸所を横断するという成因の谷を表生谷 *superimposed valley* といふ。

芥川が摂津峽を刻む過程で、表層の大坂層群を削って基盤岩の侵食を開始したとき、基盤岩の抵抗力が大きかったため、その上流側に淀みができて、そこでは下方侵食よりも側方侵食の方が活発となった(図三三B)。この側方侵食によって谷巾は広げられ、そこにはより多くの流水が滞留するようになった。芥川はこの増大した水量を背景に基盤岩にいどみ、侵食活動を継続することができたのである。

基盤岩の侵食が開始されたのちも、摂津峽の基盤岩と現在の原盆地を充填していた大阪層群との侵食に対する抵抗力の差から、原盆地の部分では側方侵食も活発に行われて、現在みるような原盆地の地形が形成されていったのである。

このように、摂津峽と原盆地の形成は一体をなすものとして同時平行的に進行したのであるが、その過程には侵食活動が活発化した時期と停滞的だった時期とがあったことが、原盆地内にみられる段丘の存在によって知られる。それはまた、前述した段丘や台地の形成とも関連を有するものであった。



写12 摂津峽北入口(市内大字原)

1 高槻の自然環境

大阪平野 富田台地や摂津峡・原盆地が形成されたあと、地形発達史は最終ラウンドを迎える。ウルムの発達 氷期の終了とともにしだいに気候が温暖化して海面が上昇しはじめ、淀川・大和川をはじめとする各河川が土砂を堆積していった沖積世と呼ばれる時代(約一万年前から現在まで)で、この時代の堆積層を沖積層という。この沖積層を詳細に検討し、二〇点にのぼる放射性炭素( $^{14}C$ )年代データを集めて、これらと既存のボーリングデータ、遺跡や貝塚の分布、微地形、史実などを総合的に考察したのが梶山彦太郎と市原実で(梶山彦太郎・市原実「大阪平野の発達史」『野の発達史』〇〇年代データからみた「地質」、以下主として学論集」七号、昭四七)、以下主として阿氏の論考によりながら大阪平野の発達を概説しておこう。

大阪の沖積層を最初に研究した山根新次は、沖積層を梅田層(沖積新層)と天満層(沖積古層)に分けた(山根新次「大阪市地質概観」小)。このうち天満層は、その後の研究で上部洪積層に入れるのが普通になった(松

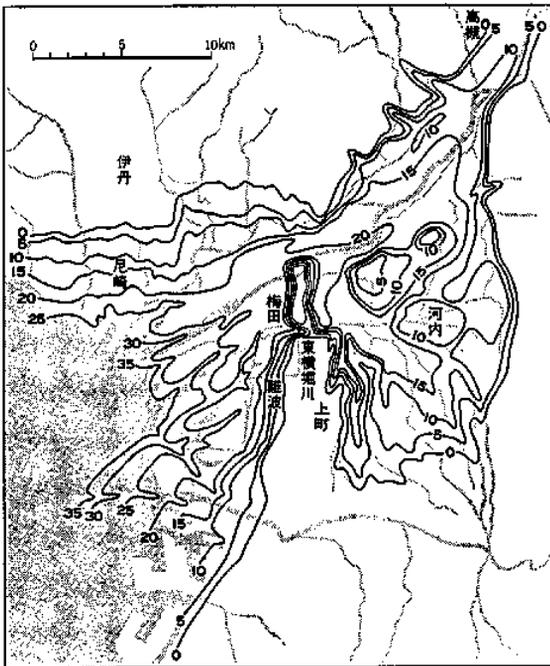


図33 大阪平野の沖積層基底等深線図  
(梶山彦太郎・市原実「大阪平野の発達史」『地質学論集』第7号、1972、による)

進「日本地方地質誌（近畿地方）」（改訂版）朝倉書店、昭四六）。一方、槇山次郎は大坂難波駅の地下から発掘された貝の半化石を研究し、その包含層を難波貝層と呼んだ（槇山次郎「大坂難波駅半化石」、『地球』一三卷六号、昭五五）。梅田層と難波貝層とは難波累層として一括され、ウルム氷期最盛期（約二万年前）以降の堆積層で、最大層厚は三五メートルをこえる。難波累層の中核には厚さ最大一五メートル以上に達する海成粘土層があり、これはいわゆる縄文海進の盛期に堆積した地層である。

このような沖積層堆積の前提となったウルム氷期最盛期における平野の古地形は、沖積層の基底等深線図で示され（図三三）、その頃は、古淀川が現在の摂津市南部付近で生駒山地南端から北西流してきた古大和川（柏原以西の現大和川は宝永元（一七〇四）年に掘削されたもので、新大和川とも呼ばれる）を合せ、神崎川下流付近で古猪名川、西宮市沖で古武庫川を合流して大阪湾地域を西南流し、大阪湾中央部の現海面下約七〇メートルの深さで古明石川を入れたのち、紀淡海峡を経て紀伊水道付近で太平洋に注いでいた。この古水系は古大和川と名づけられ、現在の淀川低地はその中流域に相当し、気候は現在より寒冷であった。古大阪平野の時代と呼ばれている。

その後、小さな温暖期と寒冷期を繰り返しながらも、全体としてはだいに気候が温暖化して海面が上昇し、約九〇〇〇年前の縄文時代早期初頭には現海面下二〇メートル付近にまで達した。沖積世のはじまりで、古河内平野の時代と名付けられた。

河内湾Ⅰ 次いで縄文時代前期前半（約七〇〇〇～六〇〇〇年前）になると、海面は現在とほぼ同じ水の時代 準にまで達し、当時なお沖積層の堆積が充分に進んでいなかった大阪低地や淀川低地、河内平野には広く海が侵入した（図三四）。河内湾Ⅰの時代で、海は東は生駒山麓、南は八尾付近、北は高槻付近

# 1 高槻の自然環境

にまで達し、安威川の下流や高槻市域の南部はV字型に開いた入江になっており、芥川はこの入江に直接注いでいた。河内湾と大阪湾を区画して半島状に突出していた上町台地の西縁や千里山丘陵の南西縁には海食崖が形成され、偏西風の影響のもとで現在の大阪市松屋町筋付近には砂浜がつづき、その延長にあたる上町台地北方の天満付近には砂州が発達した。

河内湾Ⅱ 縄文時代前期末〜同中期約五〇〇〇〜四〇〇〇年前の海面は現在と同じかやや高位にあったの時代と推定されるが、海城

はしだいに三角州によって埋められ、ことに淀川の三角州は発達が著しかった(図三五)。淀川の主流は、よくのびた三角州の先端部が冬の強い西風をうけて、その砂質堆積物が砂州を形成したため、これに妨げられて流れの方向をかえた。この方向転換は淀川主流が大阪市域に入ろうとするあたりで起り、前面に形成された砂州の跡は東淀川区東端の江口・大道付近に残っている。ここで右折した流水は北流して

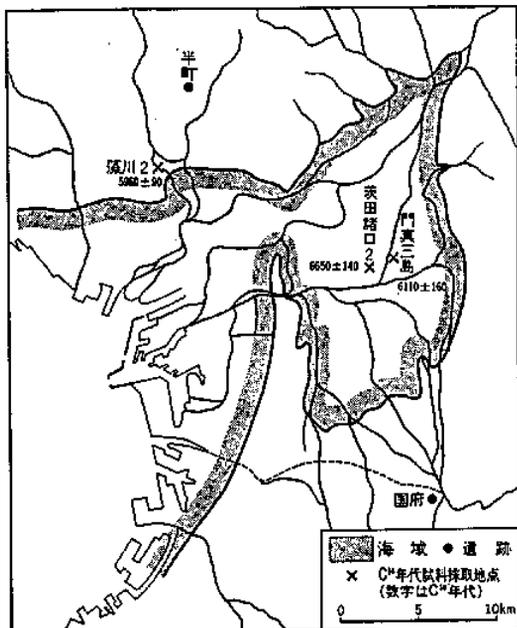


図34 河内湾Ⅰの時代(約7,000~6,000年前, 縄文時代前期前半)の古地理図 (堀山彦太郎・市原実・前掲論文による)

安威川に合流し左折した流水が現在の淀川である。この頃高槻市域南部では淀川右岸に自然堤防が発達し（図三二参照）、桧尾川・芥川はその後背湿地を南西流して安威川に注いでいたと考えられる。一方、上町台地北方の砂州は天満からさらに長柄付近にまでのび、河内湾の入口を一層狭くした。河内湾Ⅱの時代と呼ばれる所以であり、河内湾の時代がいわゆる縄文海進期になる。

河内湾 上町台地の北端から北の時代 方へのびる砂州がさらに

に発達し、大阪湾と河内湾の連絡口が一層狭くなった縄文時代晩期～弥生時代前半（約3000～2000年前）には、かつての河内湾へ流入する海水は減少して、しだいに淡水化されていった。河内湾の時代である（図三三）。この時代の代表的な遺跡として知られる目下貝塚（東大阪市）を構成している貝殻にはセタシジミ、ハマグリ、マガキなど淡水棲、海水棲の両者が認められるが、その九九パーセントを占めるのがセタシジミで、河内湾の奥部にはセタシジミの棲息しうる淡水域が存在したものと推定される。淀川、大和川、猪

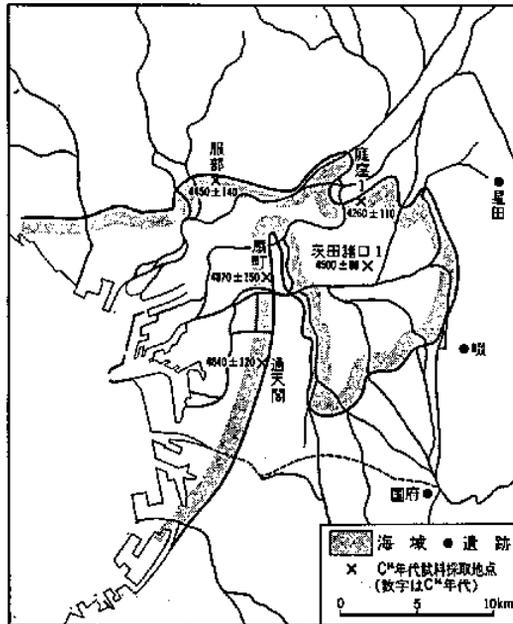


図35 河内湾Ⅱの時代（約5,000～4,000年前，縄文時代前期末～中期）の古地理図  
（梶山彦太郎・市原実，前掲論文による，一部修正）

# I 高槻の自然環境

名川などの三角州の発達も急速に進み、弥生時代前期には稲作の開始とともに、これら三角州の前面地域にまで居住が拡大したことを森小路(守口市)、瓜生堂(東大阪市)などの遺跡が物語っている。

河内湖Ⅰ・ 続いて弥生時代後期

Ⅱの時代 古墳時代前期(約一八〇

〇~一六〇〇年前)になると、天満・長柄から北方にのびる砂州は北に延びきって、河内潟への海水の侵入をさえぎった。河内湖Ⅰの時代(図三七)で、

砂州の先端部背後に位置する大阪市東淀川区淡路新町の下水暗渠工事現場の泥炭層(地表下七メートル、厚さ一〇センチメートル)に含まれている淡水貝化石の放射性炭素年代は $1610 \pm 180$ 年前であったが、この淡水貝化石群集を構成しているのはオトコタテボシ、イケチョウガイ、セタンジミなど琵琶湖水系の種で、この頃には完全な淡水湖になっていたことを示している。なおこの泥炭層のすぐ下(地表下七・五メートル)の粘土質細砂層に含まれていた貝殻は二二六〇年前といふ河内潟の時代の年代を示し、その構成種は

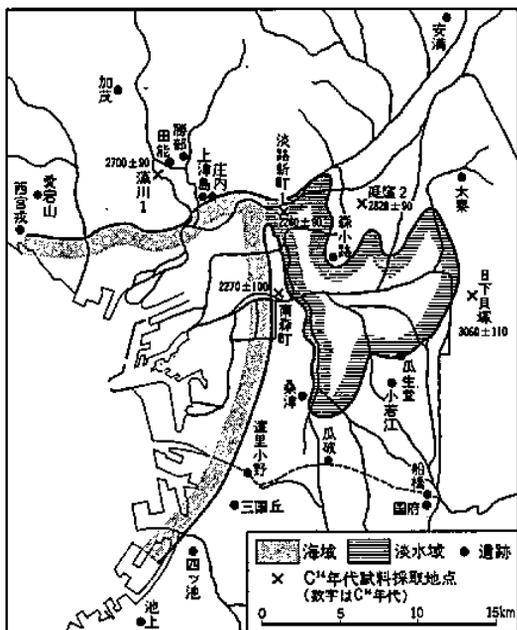


図36 河内潟の時代(約3,000~2,000年前, 縄文時代後期~弥生時代前期)の古地理図  
(梶山彦太郎・市原実, 前掲論文による, 一部修正)

チリメンニキガイ、ハマグリ、マツヤマワスレなどで、チリメンニキガイは現在ではインド・フィリピン・台湾の半淡水に生棲しており、日本では大阪の沖積層のみから産出が知られているという。淀川と大和川の水をあわせた河内湖の水は、庄内（豊中市）の東方で現在の神崎川ぞいの水路を通じて大阪湾に流入していたと推定される。

河内湖に注ぐ淀川の河口に発達した鳥趾状三角州の先端が、上町台地から北方に長くのびた砂州に近づいたとき、淀川はついにはこの砂州を横断して、直接大阪湾に流れ出すことになる。淀川三角州の発達とともに、洪水時には河内湖に水が停滞し、湖の水位は高まったであろう。このような場合、河内湖の水は比較的標高の低い砂州の基部（大阪城の北）から自然に西方の海に溢れ出したものと考えられる。このような状態になったのは五世紀頃と思われるが、これを見た当時の人達が、河内湖の水位を下げて湖岸の耕地を洪水から守り、さらには湖岸低地の開拓を前進させるために、この隘水箇所を人工

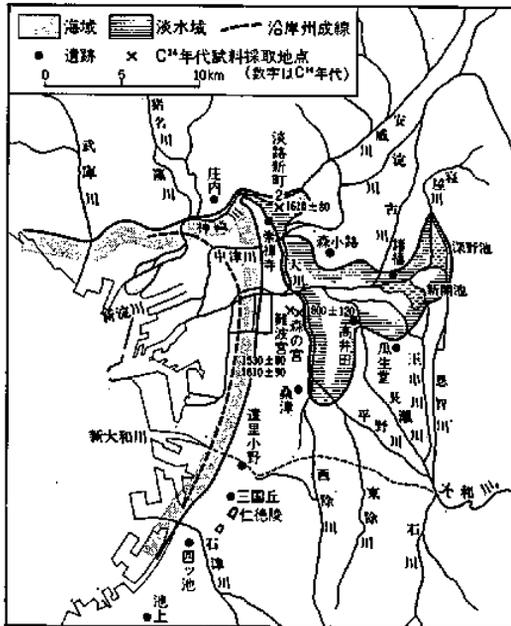


図37 河内湖の時代(約1,800~1,600年前, 弥生時代後期~古墳時代前期)の古地理図  
(梶山彦太郎・市原実, 前掲論文による, 一部修正)

的に掘り下げて、より以上の排水を図ろうとしたのは当然のことであろう。『日本書紀』仁徳天皇十一年の条に「宮（難波宮）の北の郊原を掘りて、南の水を引きて西の海に入れ、因りてその水をなづけて堀江という。また北の河の湧（洪水）を防がんとして茨田の堤を築く」と記されている堀江がそれであり、以後淀川は、大和川の水をも合せてこの堀江を通して大阪湾に注ぐようになった。現在の大川である。茨田の堤もまた、淀川左岸の自然堤防を利用して、淀川が河内湖に川水を流し込むのを防ぐために築かれたものであった。堀江（大川）開削以後は河内湖Ⅱの時代と名付けられている。

河内湖は、その後の歴史時代を通じて淀川・古川・寝屋川・大和川の各分流（恩智川、玉串川、長瀬川、平野川など）、東除川、西除川などの堆積物によってしだいに埋められていったが、その名残りは江戸時代まで深野池、新開池として存続していた。これらの池も、新大和川掘削（一七〇四年）の後、あいついで干拓され、鴻池新田、深野新田などとなった。

淀川・大和川が大川を通過して大阪湾に注ぎ、河内湖が東大阪の内陸部に水域を残しながらも大川開削部まで埋めたとされると、大川の三角州が西大阪に発達しはじめ、大阪湾奥に低地がひろがっていった。大阪平野の時代と呼ばれているのがこれである。

淀川低地の これまでみてきた大阪平野の発達は、沖積低地の輪郭をなす海岸線の変化に焦点を合せたも地形変遷 のであったが、その過程で比較的早く陸化された高槻市域南部の淀川低地ではどのような地形の変遷がみられたのであろうか。図三八は市内の淀川低地で実施された四〇ヶ所の小・中学校等建設に伴う地質調査および東海道新幹線建設の際の地質調査データをもとに作成した沖積層基底（ほぼ富田礫層上面に

相当)の等深線図で、標高0メートルの等深線は富田台地南東麓から北東にのび、高槻市役所南方、京大農場南縁を経て五領小学校付近に至り、そこで阪急上牧駅付近まで小さな湾入をつくったのち、上牧小学校付近まで南下している。ほぼこの等深線が河内湾Ⅰの時代の海岸線を示すものと考えられ、当時は市域南部の大部分は海底に没し、芥川や桧尾川は直接この海に注いでいた。

その後、この海は河川の搬出する土砂でしだいに埋められ、市域の南部は早くも河内湾Ⅱの時代には陸化していた。この土砂を堆積した淀川はほぼ現在と大差のない流路をとっていたが、河内湾Ⅰの時代に淀川の河口であった市域東端の上牧地区から対岸の枚方市楠葉地区にかけての一带では、いくつかの流路に分れて、その間には中州を発達させた。現在の道鶴町の一帯はこのような中州のひとつで、伸牛池、内ヶ池、大野池などは分流の名残りをとどめる河跡湖である(図三九)。

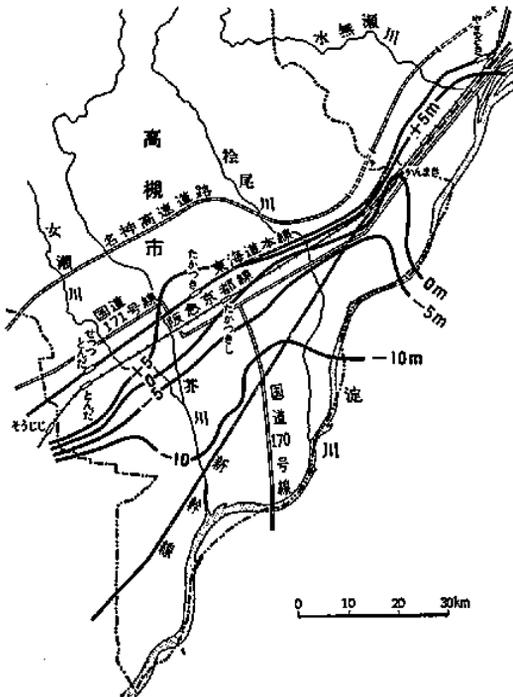


図38 淀川低地における沖積層基底等深線図

# 1 高槻の自然環境

この分流帯をすぎた淀川は、枚方丘陵の北西辺に沿って南西流し、市域の南部付近からは、左岸側へ現在の寝屋川や古川の前身をなした分流を派出していた。一方、右岸側では大冠町から大塚町、唐崎を経て柱本にかけて自然堤防が発達し、芥川や桧尾川はこの自然堤防の背後に形成された後背湿地を南西に流れていたことが、前述したこの地区の沖積層の状況から推定される。この後背湿地がその後長く開発の困難な低湿地として存続したことは、高槻市遺跡分布図〔高槻市史(第三) 巻末資料付図〕からも知られ、この地区では先史・原史時代の遺跡が発見されていない。

図四〇は高槻市大字・小字図〔高槻市史(第三) 巻末資料付図〕から川原・川・流し・池・湖など河川や湿地に関連する小字

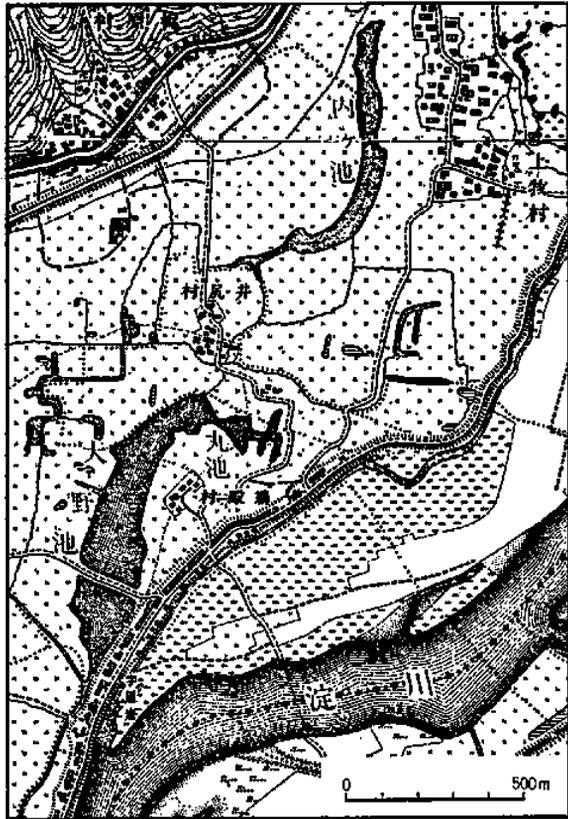


図39 淀川分流の河跡湖 (仮製2万分の1地形図・原寸)

名を抽出してその分布を示したもので、これらの地名が古代律令制時代の耕地分布を示す条里制土地割残存地区の南東辺を分布の限界としていることが注目される。この限界線にそって、旧東天川村小字南大河原から辻子の古い集落（辻子一丁目）を経て内黒地（辻子三丁目）まで、かつての

絵尾川の名残りと思われる小さな川が最近までメアンダーして流れていた。現在ではこの水路はほとんど埋め立てられてしまい、その排水機能は北大冠水路にとって変られているが、辻子の北部には写真一三のようにわずかながら往時の面影が残されている。

内黒地以西の水路は、江戸時代前期に番田井路が整備されたことによって完全に失われてしまったが、ほ

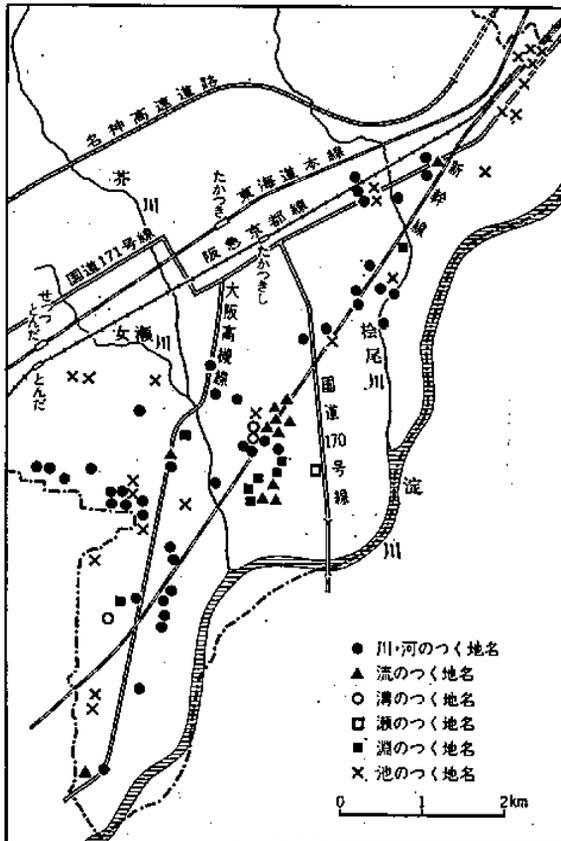


図40 淀川低地における河川・湿地関係地名の分布

は現在の番田井路に沿って南西流し、大樋の付近で北から流れてきた芥川に注いだのちも南西に流れて、平安時代に歌枕として都人にも知られた玉川みやまがわとなって安威川に注いでいたものと考えられる。現在の玉川は、玉川橋団地西端から西面南三丁目まで一・五キロメートルの間、南へ向って直線的に流れて高槻・茨木両市間の境界をなしている。この直線的な流路は条里制土地割の里界をなし、かつては島上・島下阿郡の郡境でもあった〔服部昌之「淀川右岸地域の条里と水昭四七」〕。このことは、この部分の玉川の流路が、条里制土地割施工の際に人工的に整備されたことを示すものであり、この人為的にコントロールされた玉川と条里制土地割によって整然と区画された耕地をとまなう農村景観（写一四）が、平安貴族にとって農村のひとつの理想像を示すものとして受け入れられていたことを、玉川の里を主題とした多くの和歌〔四〇〕が示している。

当時の玉川は、現在のような細流ではなく、「卯の花や汀をかけて咲ぬらん浪よせまさる玉川の里」〔寂蓮〕とか、「玉川の岸の卯の花さきぬれば汀にしらぬ波ぞたちける」〔藤原良平〕と歌われたように、水量の豊かな、岸辺へは浪がよせてくる河川であった。このことは、当時の玉川が芥川や桧尾川（桧尾川はすでに淀川へ



写13 辻子北部の蛇行した水路（市内辻子二丁目）



写14 玉川と条里制地割 (1:10000)

ている条里制土地割とは異ったパターンを示す帯状地として残されている。

南部低湿地の開  
発と河溝付替

現在は松尾川、芥川、淀川に囲まれて袋状になっている南部低湿地に開発の手が加えられていったのは平安時代に入ってからで、辻子の冠須賀神社北東方にあった池から平安時代後期に属する軒丸瓦一点と瓦器、土師器片を出土した中寺遺跡が、このことを物語っている。そしてこ

排水されていたかも知れない)の水をも集めて流れる、現在よりもはるかに川巾の広いものであったことを示しているが、その巾広い河川敷の痕跡は、写真一四に、玉川現流路の右岸(西岸)に沿って約一〇〇メートル足らずの巾で続い

## 1 高槻の自然環境

の開発は、前述した安曇庄開発にともなう松尾川河道の人工的改変と密接な関連を有したものと推定される。すなわち、松尾川河道の改変によって、松尾川の水が直接淀川に注ぐようになった結果、従来その低湿性の故に開発されなかった後背湿地がしだいに乾燥して、農民による切添新田的な開発を可能にしたものであろう。

しかし、このような開発も、中世前期には低湿地の北東部、野中・中小路・辻子錯雑地のあたりに限られており、南部の番田・大塚・大塚町錯雑地に本格的な開発の手が加えられるためには中世末期まで待たねばならなかった。というのは、この南部地区は芥川および芥川以東松尾川に至るまでの広い地域の排水が滞留する超低湿地であり、その全面的な開発のためには芥川の水を直接淀川に落すという大土木工事を必要とし、それだけの大土木工事を完遂させるためには、強力な権力がこの地域に確立されていなければならなかったと考えるからである。芥川を淀川へ流入させるためには、淀川左岸に発達していた自然堤防を切って水路を設けることが必要であったが、この工事を物語る史料はまったく残されていない。しかし、これまで述べてき



写15 芥川河口風景（市内唐崎北三丁目）

たことから、筆者はこのような土木工事が実際に行われたものと考え、この工事が行われたのは領内の民政にも力を注いだ三好長慶ないしは高山右近の時代であったと推定している。

この芥川切り通しによって南部地区の全面的な開発が可能になり、江戸時代の初めには耕地化がほとんど完了していた。一方、芥川は、前述したように、これ以後急速に天井川化し、一七世紀中葉には、南部地区の耕地を維持するために、天井川を暗渠でくぐる大樋の建設を必要とするようになっていたのである。