1. 杭州湾地形述要*

一、前言

江河注入海洋，其入海之口，通常称为河口。一个模式之河口，应该具有三段不同之现象。外面一段，纯为海水作用；内面一段，则纯为江流作用，纵有海水影响，亦极为微渺；中间一段便是江海交冲之过渡地带，二者交相作用。一般河口，或具其一，或具其二，或三者皆备；而所以不能完全具有者，因江流特别强劲，使外中两段不能显著之故。大多数之漏斗海湾则三者皆备。如杭州湾者（图 1-1），小尖山以下，汪洋浩渺，朝潮夕汐，海来海往，江水作用，微不足道。纯为海水作用之领域。闸口以上，潮势微弱，江岸之积蚀，河曲之下移，皆为江流作用所致。闸口至尖山之间，为过渡地带，江流海潮相交替，而海水之蚀积现象，尤为显著。因以闸口为钱塘江与杭州湾分划之界限。三十六年春，作者曾以三月时光，奔走于杭州湾之两岸，将所得之事实与现象，作成斯文，以就正于同道者焉。

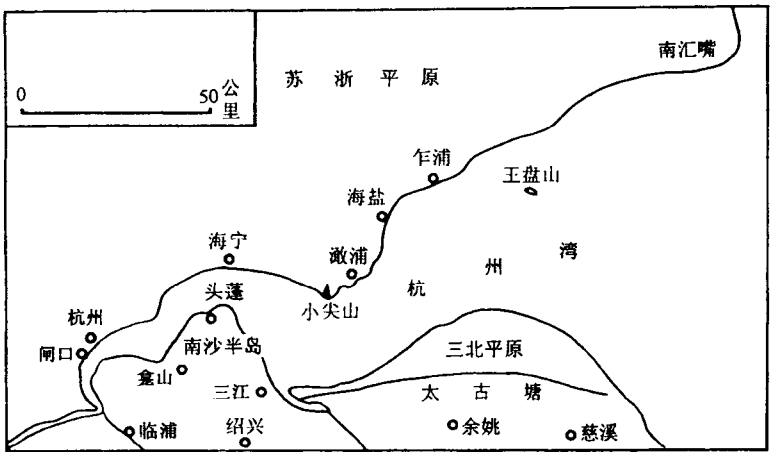


图 1-1　杭州湾简图

本文刊于 1947 年《浙江学报》12 期。系作者研究生毕业论文详细摘要。文中提出入海河口的分段问题。

需要全本请访问 www.ertongbook.com

二、控制杭州湾地形之主要因素

本区海岸之侵蚀与沉积，其主要之控制因素有四：风浪、潮流、江流、塘岸与孤丘也。其他因素，固然有之，但其重要性，远非上述者可比，而其中又各具特性，风浪活泼，潮流沉重，江流流路变化无常，孤丘塘岸则与前三项相抗衡，今日之海岸实此四种因素交织而成。

(A) 风浪　风浪与风有密切关系，风之性质，可以决定风浪之强弱与侵融能力。本区风向以东南、东北风最多，故理想之风浪进行方向，亦多由东向西。本区风速因台风至此已成强弩之末，而西北季风，经过广大平原，已失其原性，特殊大风，甚为少见，但遇强劲台风，亦可掀起巨浪。至于风之持续性，对于风浪之发育影响至巨，如小风持续，再经广大水面，亦足引起大浪。然而风浪之发育与进行，每不如吾人之理想，盖因干扰致之。最重要之干扰，当为潮流，如风浪与潮流相值，风浪之波长缩短，速度减小，发生破裂，如二者进行方向相符，波长增大，不易破裂；苟二者斜交，则风浪每受潮浪控制，方向换变。杭州湾中，转向之风浪，最为常见。其次则为反浪之干扰，风浪遇岩壁或塘岸之后，发生反浪。风浪之侵蚀力，每因反浪互击，发生破裂而致消失，或大量减少。又次为海底之干扰，风浪近岸，因水浅而破裂，或因近岸有浅丘先行破裂，使能量大减，削弱其侵蚀力。风浪作用于海岸可分侵蚀作用与运输作用，杭州湾风浪之侵蚀作用，颇为特殊，足可代表一地之地形特色。湾中岛屿之海蚀崖，东侧皆较西侧高峻，海蚀台亦以东侧为宽广，此证明东侧所受侵蚀力大于西侧。而海蚀台皆较低水面高出一公尺左右，此则明证海蚀台为高潮与憩潮时，东来之风浪，配合潮流，侵蚀力特强也。至于运输作用，须视海岸坡度而定，水波旋转，其力量可分两种相反之分力：一则向海，一则向陆，如海岸平缓，物质易于加积，苟海岸陡峻，则向海分力有重力之助，必致减积。如坡面适中，则成平衡状态，以后虽有变动，皆力求调整。但本区平衡坡面之斜度如何，因调查匆促有待于将来决定也。波浪运输又有分厘作用，以其向海分力有淘洗作用，物质较轻者常被其携带入海。故最高处每为砾石，次沙砾，再次沙泥，又次为海淤。因各次潮之高度不同，故粗细物质，常互相超覆。

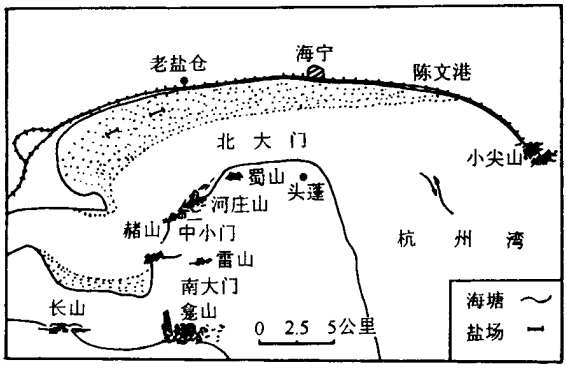


图 1-6　海宁龛山间海门形势图

(B) 潮流　潮流之普通性质与潮头之特质，海登斯丹已言之綦详，故不多述。惟海流循海湾而进，左转右曲，因有离心力之影响，每使两岸水位不同，此亦海宁高潮特高，澉浦低潮特低原因之一也。潮之侵蚀力，伟大而沉重，大量水体向陆推进，浙潮每一分钟带来之水量，凡 1 250 000 吨，流速每时常在 11.5 哩[①]，其动量极其可观。故撞击于石塘之上，力量极大，每一溃决，一百公斤之塘石，可被移于数公尺之外，潮流因具有旋转性，其向海分力则具吸引

① 哩即英里。1英里＝1.609 3公里。为保持文章原貌，不作更动。下同。

作用，据土人云：秋潮大汛，潮流之向海分力，可将塘石拔出数寸甚至尺余。其攻击海岸情形可知矣。浙江潮头侵蚀力最强，所到之处，河中淤沙，皆逐浪鼓舞，悬浮水中，由测取涨潮过程中之含沙量可知以潮头一瞬时间之含沙量最多，其后一分钟即大为减少。故潮头之汕刷浮沙，潮流之沉重撞击，皆足使海塘加速崩溃。潮流之沉积作用，对本区之影响，更为重要，因钱塘江水清，而潮流之来，混浊如泥浆，其来源一部为挖掘而来，大部则为扬子江之泥沙，携带而来。随处停积，杭州湾海岸之不稳定现象，积此蚀彼，沧海桑田，变迁无常，皆潮流流路变更，有以致之。

(C) 江流　钱塘江与扬子江骈列而驰，实为一强烈之对比。扬子江流域面积凡1 959 333平方公里，而钱塘江为 40 746 平方公里，仅及前者五百分之一。每年之输沙量，扬子江约为11 000 000 000立方公尺，钱塘江依作者粗略估计约为 6 080 000 立方公尺，仅及前者二千分之一，而其中大量沉积于七里泷至闸口之途中，流入湾中者极为稀少。杭州湾虽不直接受扬子江之水流，然扬子入海后，发生沿岸水流，再经潮流拥入，故其影响于杭州湾，反较钱塘江为重要。而钱江在桃霉两汛水大之季，水道迁移不定，对于两岸侵蚀现象，亦极显著。

(D) 海塘与孤丘　人类以塘防水，阻止自然之演化，虽然人工并不能完全控制海岸，但数千年来，杭州湾之两岸设非人力作用其间，任其发展，恐江海之势，远非今日可比。关于塘之起始，史无明载。夫人类有求安全之心，濒海之地，一旦定居，聚土防水之作，亦必随之而起。然散漫零乱，史所不载，及至见诸典籍，必具系统化矣。依“钱唐”立县在于秦始皇推之，则唐可能借为塘；故系统化之海塘，可能始于秦汉之际。塘分土石二种，石塘之发生，在于土塘之不能抵抗洪涛巨波，自有石塘之后，海岸则较稳定。然而伟大之自然界中，人工究属藐小，任何坚固塘岸不能支持太久，如一旦附土淋尽，坦水冲没，汕刷撞击，最易倒坍，构成巨灾。孤丘对于海岸影响至为重要。然海岸有截直作用，最后终将被海水蚀尽，故仅为一暂时之现象而已；然在人类历史中，远比海塘悠久，故当海岸内蚀时，孤丘凸露于外，成为天然堤防。人类更作堤其间，孤丘遂不致切割而成海岛，是故今日之海岸，尤其是杭州湾之北岸，实为孤丘与海塘合作而成。

三、海岸现象

（一）海岸现象可分两部述之，兹先述沉积现象

(A) 苏浙平原　系指大江三角洲之江南部分。最初海岸下沉，海水内浸。今日之平野沃壤，尽汪洋浩渺。扬子江在芜湖入海，钱塘江在杭州入海，皆为漏斗海口。当时之海底，因系山地降落，故应崎岖不平，今日平原上之孤山，皆往日之山峰，今之湖泊沼泽亦可能于海底为幽谷之故。以后因扬子江吐出大量沙泥，不仅于海口成立三角洲，抑且因沿岸海流散布于南北造成平野。苏浙平原既为海滨平原，又成三角形，故可称为尖角洲，其尖端曰南汇嘴或扬子岬，南汇嘴南北之景象，大不相同。其北为加积现象，尤以川沙南汇为最，每六十九年可外伸一哩。其南则为减积现象，海岸日坍，但其原始并非如此，亦为逐渐加积，而达某一限度，海潮缘岸侵蚀，后退数十里，可由历史文献证之。目前可见南汇嘴以北，海塘重重，以南仅有一石塘为依，此种情形，实有类蒋森氏之切割尖角洲。

(B) 三北平原　三北平原系指慈溪、余姚、上虞三县之北疆为一扇形平原，亦为尖角洲

型，由其上分布海塘现象言，当属单式尖角洲。平原由后海塘分为南北两部，南部形成较久，与姚北诸山间有潟湖甚多，有史以来，无何变化。北部之大片土地，仅系数百年内沉积而成者。按后海塘为公元一三四一年所筑，迄今六百余年，伸长三十余里，平均每四十年可涨出一公里。然而伸涨速度，并非各地均匀一致，亦非全部时间内均匀一致。以余姚北疆外涨最速，为慈溪、上虞所不及，此当然为水势所控制。至于不等速之加积，则可有二因解释：一为古气候之变迁，一为黄河在元时南移，由江苏入海，其泥沙可以扩散至此，增加海水中之含沙量。依竺可桢、郑子政二氏之中国古气候变化推计三北平原外涨加速之时期，与该世纪多雨有关，而迟滞则与干燥相符。

(C) 南沙半岛　突出湾中，有如半岛故名。其所以形成，以当江海交冲，泥沙易积。且中流又有赭山、河庄山、岩门山、蜀山耸峙，潮流龃龉，泥沙势必沉落。然江流海潮变迁无常，沙涂出没，最为不定，故南沙一带，积此蚀彼，率无宁岁，可称为本区最不稳之地。

(D) 新月边滩　多见于杭州湾之北岸。作者依其所在位置及成因，分为三类：第一型海岸与潮浪之进行方向斜交（图 1-2），两岬间之沙岸遭受水流压力不同，反应各异，逆潮之处，水流迅疾，遇海岸分为两支，一支流向 P 方，一支流向 Q 方。P 方山前造成明显之涡流水势凶恶。Q 方之水流，与后来之水体相接，速度变缓，势极平善。泥沙易于沉积，构成沙滩，故沙滩常在 Q 方。如海盐沙滩者是。第二型为潮流正面冲来，水流向 P、Q 分散，P、Q 前各成涡流，其势强者，无沉积可言(图 1-3)，其势弱者，边滩无偏积现象(图 1-4)。如澉浦东海头沙滩者是。第三型即潮流近岸时遇特殊之干扰，而成特殊之边滩（图 1-5)。如葫芦山前之沙滩。

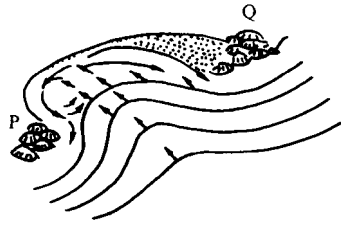


图 1-2　第一型

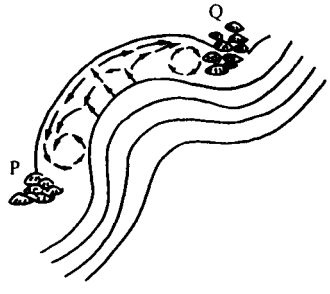


图 1-3　第二型　a 式

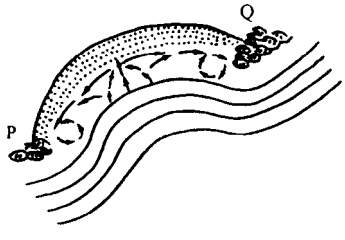


图 1-4　第二型　b 式

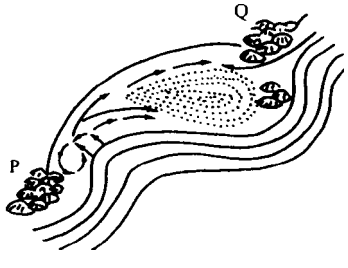


图 1-5　第三型

(E) 陆系岛　乍浦高公山之外有里蒲山，牛鸟山，乌龟头山，原为海中孤岛，现则为沙砾连系，而成陆系岛。按此仅近三十年内发生者。

(F) 隐沙　隐沙之生，可以改变主流之流路，同时主流因强度变更亦可改变隐沙之位置，二者关系至密。隐沙之著者如海宁之中沙，涨潮为水所没，落潮出露。中沙生后，主流南移，攻击南沙半岛，故有头蓬坍江之险。

(G) 沙嘴　中沙前端有沙嘴焉。因潮流推进，受阻分支，其北支水缓，故生沙嘴。高潮为水所没。

（二）以上皆沉积现象，今再述侵蚀现象于后

(A)海蚀崖　本区海蚀崖可分两类：一为新近海蚀崖，一为古海蚀崖之遗迹，前者见于现处于海中之孤岛，或岸边之岩岬，以北岸为最显著。高度约在高水位上之四公尺至六公尺，亦有达十余公尺者。后者皆存于大陆之上，为例甚多，如南沙半岛之各山。虽有为岩锥掩没，然在离地四五公尺处，辄有一较陡之坡而与其上之山坡，绝不连续。杭州对江之冠山，成陆已两千年，而海蚀崖犹为明显，以该处岩石为千里冈砂岩，不易风化故也。

(B) 海蚀台　位于海蚀崖之下，多为高潮与憩潮所成，已如前述。亦有因受蚀甚烈，甚至水面上之物质，全被移去，只遗海蚀台而已，乍浦、澉浦有数小屿，皆是。

(C) 显礁　因海水侵蚀而成，澉浦长山东端有一显例。

(D) 海岸之侵　杭州湾两岸，地皆沙质，一旦塘溃，最易割切，如投利刃于糕饼之上然。现在以头蓬坍裂最剧，大潮日坍二三十公尺，小潮亦在数公尺，如遇桃霉二汛，江水冲刷，日以继夜，其坍尤烈。

（三）海滨平原上水道之演化

(A)苏浙平原上之水系，以黄浦为经，太湖诸水为纬，浦渎沥汇，交织成网，北经吴淞入于海。而此种水道，决非天然之水系。乃历代疏浚沟通，人力对于天然反应之总结果也。平原之原始形式，为尖角洲型，略如三角形。其初成时，众水应由两腰分泄，而今尽归北岸，其何故也？然吾人观乎史籍，于河川记载亦与今日迥异。自禹贡与史记“三江”一辞出，各家解说纷纭。然综合观之，无论三江为何，松江为平原上重要水系，殆无疑义，而娄江东江亦历有记载，当非虚构，是从古太湖之尾闾由松江出海，分泄娄东二江，非不可能。然以后何竟松江淤阻，而黄浦江一起而为平原上众水之主干，此盖中间曾有两次变化，第一次即东江在宋时全淤，平原上向南入杭州湾之水道消失。其原因一为古东江之出口，可能在乍浦、金山一带，潮流带来丰富泥沙，造成湾口沙堤，而致淤塞。一为唐宋间，乍浦一带海岸后蚀剧烈，人民惮于潮蚀，坚为堤防，故尽量使潮流与内河隔绝，免因小处缺口酿成大灾。故当时许多入湾小河，一齐消失。二说之中，后者较为可靠，并有古书为证。第二次之变化，即松江衰落，黄浦江代起，松江入海口，原阔二十里，河身最狭处亦有二里，因宋朝以来不加浚导，并筑挽路，致渐束狭。至元明之时，便退居次要地位，而其支流遂代之而起。

(B) 萧绍水系原为理想之海滨平原上之平行顺坡河，骈入于海，自汉太守马臻，筑坝为鉴湖，原始水系便完全破坏。

(C) 浦阳江之人工袭夺　浦阳江原经临浦东北流至三江口入海，名西小江。明太守戴琥，相度地势，开凿碛堰，导其出临浦西北在孔家埠入于钱塘江，河道改变后，西小江浩浩荡荡之势，已不存在，而钱江接纳一股巨流侵蚀力加强，钱塘江在孔家埠以下一段之流路，乃循

需要全本请访问 www.ertongbook.com

两水合力方向进行，昔日顶冲之地，在六和塔一带，今则西徙于徐村与梵村一带矣。

（D）南沙半岛与三北平原因形成较近，原始水系，大致保存。

（E）湖泊　　可分三类：一曰潟湖，如西湖者是，西湖为湾口沙洲垄阻而成者。当海岸下沉时，一片汪洋，西湖山群，与海洋接触，葛岭与紫阳山凸出成岬角，灵隐遂成海湾。海水前进至岬头发生沿岸水流，将泥沙携带于两侧，久之遂成湾口沙洲，南北相接，一部分海水，被围于内，遂成潟湖。二曰陷湖，因河流之道路壅阻，排泄不畅，泛滥而成湖泊，如平湖之当湖，金山之拓湖者是。三曰人工湖，以堰坝蓄水，防止旱灾，如萧山之湘湖，绍兴之古鉴湖者是。

（四）有史以来之海岸演化

啮蚀之历史资料,可分两类:一为纯系海岸变化,流路变迁,涨坍异势,虽无定则,而在若干年内有一种明显之趋势。一为风潮泼损，逐年皆可有之，其势强者，虽可引起巨变，但非必然，潮退水消，所损海岸，又可以人力加以规复焉。兹以尖山为界，分上下两段述之。兹先述上段：

（A）海门之变　海门有三龛赭二山之间，名南大门；赭山河庄山之间，名中小门；河庄山至海宁间名北大门。然在清朝以前，并无三门之称。只有鳖子门，以龛山前有小山名鳖山故。作者甚信，清以前之江水潮流，出入尽在南门也。三门之称，即以海水北迁为始。至于其递变之时间如何？无确载。兹根据多种志书，加以推测：南门全淤于一七二〇年以前,北门开于一六八六——一七二〇年间，中小门一六八六年与南大门同为流水所经，不久即淤；后来一七四七年用人工开浚，江海主流，又经中门，然一七五九年又淤。此后尽在北大门矣。至于南门何以闭，北门何以启，作者以为与当时上虞岸外曹娥江口之大沙洲有关。因为南门适当该沙洲之影岸，易于停积。而海潮至此，折而西北，直抵海宁。时北门未开，赭山犹在北岸，有如半岛，江流啮其西侧，海潮蚀其东侧，最后终将半岛腰部切开，而成北门。至于中小门之不能经久，其因有二，一以赭山河庄山宽仅四里，而两山构造相关，去地不远，可能相连，致河床不能深切，势必左右游荡。二为中门东有雷山之障，沙泥易积以致淤塞也。

（B）北岸之变迁　宋朝以前历史残缺，仅知汉晋之海岸在今海宁城南三数十里。而唐时海岸又距城甚近，宋朝以后，海岸涨坍皆有记载，自公元一一一六年至一七五九年，进退凡十一次之多，每次涨坍皆在二三十里左右。其中二次，人力天然各参其半，可以不论，其他九次，泰半由于天然。其变化虽属莫测，然亦颇有规律，在一四二〇年以前之三次巨变，中间皆隔百年，一四二〇年以后之六次，皆隔五十年，每次巨变之前皆有绪变，绪变之起多为风潮，绪变之持续，则长短不一，长者可达二三十年之久。至于泼损，几逐年皆有，其泼损之处，皆在顶冲之地以海宁陈汶港为最。而泼损发生之时间夏秋潮盛最常见，次则为桃霉二汛，冬日鲜见。杭州附郭，候潮门至东青门一段变迁最烈。又六和塔外，明季以前，尚有一片土地，以石为堤，耕作其门。然因浦阳江改道，水势增强，江岸后退甚速，明季以后，未闻其前有农田矣，而今之六和塔土山，下即临江。

（C）南岸变迁　萧山绍兴一带，在南门未淤之前，变化甚少，惟知汉时海岸，距今之绍兴城不远，以后则逐渐伸涨。

今再述下段：

（A）北岸变迁　宋以前之历史相当模糊，然作者依澉水志、闲窗括异志（二书皆宋末时

物）至元嘉禾志诸书之记载，以为古时，海岸系逐渐加积者，各书皆载昔乍浦海盐外有沙涂及冈岸十八条，按沙涂与多条之冈岸皆外涨之迹。此种古滩何时外涨已不可知，然汉时乍浦山群之外（今日大海中）已生息繁滋，设县以治。古滩之最前端曰王盘山，为东晋屯兵处，故该滩涨成，当在晋朝以前。何时开始内陷无可考，然必为逐渐内蚀者，可能与南岸外涨有关。迄宋末始退至海盐城郊。以后便无大变化。

(B) 南岸之变化　宋以前无考，如依北岸之汉晋外涨，则当时深水必在南岸也。其后北岸内蚀，南岸同时外涨，至一〇四七年时海岸外涨甚远，已在今之太古塘（即后海塘）之北十六里矣，但其后海势又一度南迁。至一三四一年筑太古塘海岸始定，其后便外涨不已。

杭州湾两岸变迁梗概，已如上述，然有两项问题，值得提出讨论者：

(A) 杭州湾两岸平原之降低问题　今之杭州湾两岸，灾害重重，每一泛滥，诸郡之人，急急惶惶，其最大原因，即现在一般高水位皆较内地为高，只赖一塘为抗耳。吾人若一究最初定居之时，无优良防水设备而能获得安泰，则当初陆地必为高潮所不及，何今日竟一至于此，可能有二因焉。

（a）地体之下沉　中国之海岸浮露或沉降，各家立说不一，莫衷一是。或有说自宁波以北属于浮露，以南则为沉降。作者以为长江三角洲一带亦属沉降，其所以具浮露性质者，实为泥沙加积特速也。且吾人更可从清初乍浦志中得一良好证据：乍浦山群之南，昔为古滩，汉时生聚繁滋，一般聚落之所在，姑不论有无塘岸，其为一般高潮所不能达，可以必矣。然在清朝初期，在特殊大潮落潮水面下，两度发现古代聚落之遗址，并获大量五铢钱，新莽时物也。据海登斯丹浚浦局报告书，乍浦平均大潮低潮位为 －5.13 呎[①]（吴淞基准面），换言之，该遗址现在处于吴淞基准面一 5.13 呎之下。乍浦之平均高潮水位为 12.27 呎，设若该遗址当时在平均高水位之上，则自新莽迄今两千年，乍浦一带之地盘，至少降落 17.4 呎，则该处每年可能下降 0.009 呎。

（b）土壤侵蚀，亦为平原降低之另一原因。平原经人类定居后其上土壤，有减无增，目前塘内之有效高度尚有六七公尺，每年土壤侵蚀，虽较少，然积年累月，亦必可观，亦可使地面降低。

(B) 海岸周变之原因　海岸有百年周变，其可能原因有三。第一可能与台风有关，即台风之行径有一百年周变，然关于台风之研究与记录，仅最近数十年事，不能加以证实。第二种可能为潮之百年周变，即潮在百年之中有一个时期为大潮汛。第三之可能原因为海岸变迁，受曲率限制，内蚀至某一程度停止，究以何者为是，当难决定。

①呎，为英尺。　1英尺＝0.304 8 米。为保持文章原貌，不作更动。下同。

2. 杭州之地文*

一、绪　论

杭州有西湖胜景，雅称人世天堂。湖之北西南三面，山岭夹峙，杭州城垣，适补足其东面之空缺。关于其地文发育，各家解说不一，丁骕先生以为自五云山至钱江沿岸阶地，可分十一级，悉为海蚀平台[1]；李四光先生则以徐村附近之砾石为终碛，并疑杭州山岭有冰川所遗之现象[2]；李承三先生据李四光氏之说，又以为杭州之纬度较低，且近海面，既有冰川发现，证明第四纪时，中国大陆，亦如欧美，系大陆冰汎[3]。笔者曾出入诸山岭，对于海蚀冰积各种见解，非所赞同，特就观察所得，综述全区地文，用以就教焉。

本文以西湖为中心，西止五云山，南迄钱塘江，东北两面，一望无垠，皆现代冲积层，视叙述需要，不加界范。

吾师叶良辅教授，曾有“杭州地形简述”[4]一文，予笔者启示极多，实为本文之胚胎，吾师李春芬教授及孙鼐教授，亦不时予以指示，获益良多，谨书于此，以致谢忱。

二、地质基础（图2-1）

岩性之强弱，构造之型式，为构成地表起伏与山体形势之主要因素，本区出露之岩层，最古者为泥盆纪之千里冈砂岩，分为三部，上部为石英砂岩，间夹石英砾岩，中部为紫色粗粒硬砂岩，下部为黄灰色砂岩，总厚八百公尺以上；本层分布最广，西湖外周山岭尽属之。砂岩之上，为石炭二叠纪之玉皇山石灰岩，分布于内周，岩性各段不同，最下部为微红色纯质灰岩，中部为灰色灰岩，夹燧石结核，或燧石层，上部为厚层黑色灰岩，具地沥青臭味，顶部有一层薄层灰岩，色灰白，分别与宁镇山脉中之黄龙、船山、栖霞灰岩相当；顶部类似孤峰层，但无化石发现，总厚二百余公尺，灰岩沉积以后，有一长期之间断，至白垩纪时，始有喷出岩系之堆积。一般而论，流纹岩系之底部，为建德系岩层，具有凝灰岩，红色泥页岩，及凝灰砾岩等，本区在江干亦有发现，但是范围极狭，西湖北岸葛岭，即流纹岩系所形成。按其岩性可分两部，上部系流纹岩，下部则为凝灰岩，第三纪本区无沉积记录，或为侵蚀作用陵夷殆尽之故。第四纪初期之红土沉积，分布甚广，西湖沿岸，至四周山麓，钱江沿岸，北山之阴，古荡一带，皆可见及。其底部为砾石层，上部为红色粘土，与下蜀系红土极为相似。

本文刊于 1948 年《浙江学报》第 2 卷第 2 期。

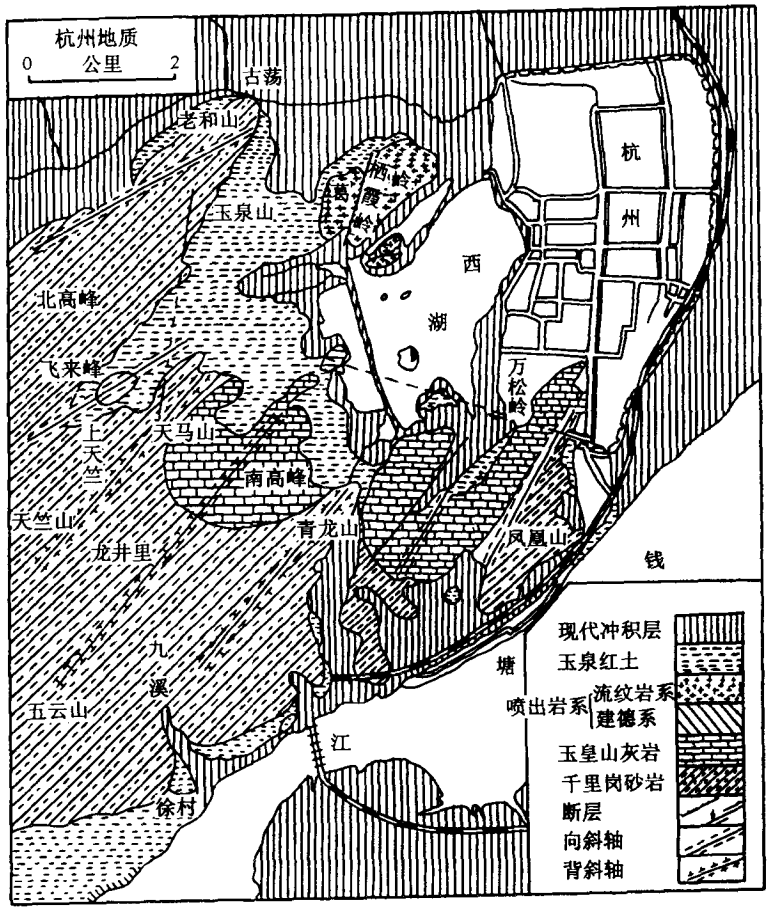


图 2-1

在构造上，本区为一复向斜层，基干即为千里冈砂岩，山脉来自浙皖之界岭[5]。绵延而东，未稍间断，向斜构造，一线相承。其中每因挤压过烈，发生局部之小型褶皱，至杭州时，前端倾入冲积层中，而成轴斜褶曲。本区亦可分为若干小型褶皱，由西北而东南，列举如下：(1) 老和山背斜；(2) 飞来峰向斜；(3) 天马山背斜；(4) 南高峰向斜；(5) 青龙山背斜；(6) 玉皇山向斜；(7) 凤凰山背斜，背斜向斜相间骈列。三个向斜向东北辐集，会而为一。西湖适居其中，葛岭之喷出岩系，在构造上，与向斜层并不关连，盖二者之间，有一明显的不整合存焉。此不整合现象，在江干最为明显（图 2-2），因之向斜之成，当在流纹岩系发生之前，即在侏罗纪、白垩纪之间，亦即燕山运动之 A 幕也。流纹岩亦经掀升，其走向为北四十度东，掀升发生之时间，在白垩纪之末，即燕山运动之 B 幕也。

造山运动发生之时，每因挤压过烈发生断层，在玉皇山向斜中有一走向断层，名梯雪岭正断层，西侧下降，东侧上升，使玉皇山灰岩之顶部，与断层东侧之灰岩底部，直接接触。葛岭中有栖霞岭断层，东侧下降，西侧上升。前述两个断层与所在山岭中之走向，完全相同，故其发生之时间，与褶曲或掀升时间相符。因之前述之梯雪岭断层，形成于燕山运动 A 幕；后者因在流纹岩系中，故其发生时间，则为燕山运动之 B 幕。吴山与凤凰山之间，有万松岭

者，岭之两侧，岩层有明显之平移断层。平移距离在 150 公尺以上。另有天马山扭转断层，向北延展，迄于炮台山，此二断层虽切过构造，然其发生之确实时期，尚难决定。

三、山体大势

由西湖向外，有三带不同之景色。西湖之近周，为红土分布区域，红土土质疏松，基面变化以后，侵蚀随之而起，形成平缓之浅丘，高度多在 30 至 50 公尺左右。有时底部盖在小山之上，高可 100 公尺。但在此带中，丘顶绝无巉岩突露，但为波面地形而已。西湖内周诸山，多为石灰岩山岭，此种灰岩所在，多为向斜中心。所以灰岩得以残存，亦受构造之赐。其在背斜之上者，久已蚀去。灰岩所存之山岭，在本区内，仅为第二级之高度，都在 300 公尺以下，石骨嶙峋，每因溶蚀，发生洞穴，如飞来峰之观音洞，老虎洞，南高峰之烟霞洞，水乐洞，玉皇山之紫来洞等，洞穴之中，玉笋石钟乳，景象万状，常成为风景区域。水乐洞更是伏流所在，伏流从山中流出，成为满觉陇小河之上源。灰岩区域之自然景象，非常单调，除在洞穴之风景区，有人工树林之外，类多茅草荒山，突露巉岩。外周诸山悉为千里冈砂岩，砂岩除底部之黄灰色砂岩，较为松软之外，上中两部，皆极坚硬，尤以中部之紫砂岩，抵抗风化力最强，本区第一级之高山如天竺山、五云山、理安山等皆为紫砂岩形成。砂岩区内，相对高度较大，天竺山之相对高度，即在四百公尺以上，所以沟谷深切，坡面往往大至五十度左右；砂岩与灰岩接触带中，为地壳软弱之处，每成沟壑，满觉陇小溪即沿南高峰向斜中两层接触处发育者。飞来峰向斜中，此种接触带发育之沟谷，甚为宽广。西湖北岸之葛岭流纹岩，景象自成一色，葛岭东南缘之宝石山，为流纹岩形成，石骨嶙峋，山顶巨石，悉依节理，切成大块，累累叠峙。葛领之大片区域，则为凝灰岩形成，质软易于风化。露头少见，山坡亦极平缓，断层乃构造中之弱点，最易侵蚀，本区断层所在之处，每成低谷，梯雪岭、栖霞岭及万松岭，皆依断层形成山口。其中栖霞岭断层，以断面两边，岩层强弱不一，西侧易于风化，东侧则否，因之沿此断层，洞穴丛生，如栖霞洞、紫云洞、黄龙洞等，略经人工修饰，便成北山风景名胜。

四、钱江阶地(钱塘期侵蚀，玉泉期沉积，后玉泉期侵蚀)

浙江之山体大势，自燕山运动 B 幕结束之后，已具规模，此后之蚀积现象，及地壳运动，在浙江西部有第三纪红砂岩沉积，并经挠曲，形成盆地。更有玄武岩之喷发[6]。宁镇一带，变化更为频繁[7]。二区近在咫尺，影响必然显著。然本区毫无迹象可寻，或为冲积层埋藏，或为后来之侵蚀，陵夷殆尽所致。高平氏以为红砂岩沉积时，有仙霞准平面之形成，用以比拟鄂西期[8]，朱庭祜盛莘夫诸氏，则以杭州西郊之天竺、五云、玉皇、将台诸山同隶仙霞期之残迹，并谓："严格言之，本期之遗迹，表示东方下沉之现象，颇为明显。"[9]惟天竺山高 455 公尺，将台山仅 280公尺，二者相距不及十公里，从何而同置一个准平面之下，实所难解，是则仙霞期在杭州是否遗有残迹，尚难断言。

杭州在地形上，最引人注意者，厥为钱江阶地，各家对其解说，亦见仁见智，莫衷一是，成为学术争衡之点。钱塘江在渔浦一曲，走向北北西，迳投五云山下，在梵村一转而东，走向东北东，其在五云山及龙山之麓，有一明显阶地。巴尔博氏(G. B. Barbour) 以为钱江运积，故名钱江

阶地[10]。李四光氏以为系龙井冰川之尾碛。丁骕氏则认为系海蚀平台。

阶梯削壁固由河流下切所成，惟问题之症结，即在构成阶地之物质，为何者所成？何时所积？事实上：本期阶地之物质，在杭州近郊，分布甚广，并不偏限于钱塘江沿岸，西湖内周之波形小丘，北山之阴，古荡及老东岳一带山麓皆是也。就本期沉积物性质而论，颇有因地而异之现象。即同在钱江沿岸者，亦不一致，近徐村山口之处，砾石成分较多，向左右两方，砾石逐渐减少，泥分增多，终至于悉为红土，仅底部略夹砾石。砾石径大者可 20 公分，棱角稍受磨损，间亦有浑圆者，成分皆为砂岩，无其他岩砾，此显示砾石虽经运送而其来源并不太远，悉由附近千里岗山岭中输送而来。石砾略呈层次，微向江边倾斜，示其堆积时，顺坡下泻之势。钱粮司岭（即虎跑公路）两侧，阶地遗迹明显，相向峙立。其组成物质，上部为红土，下部为灰岩碎屑，凤凰山东坡有三个小丘，悉为红土组成，间夹砂岩石砾。玉皇山北，沟谷东侧，有红土台地，西湖近周缓丘，红土成分较多，仅玉泉一带，及近山之麓，多砂岩砾石；古荡至老东岳阶地之组成物质，皆砂岩碎屑，红土化甚烈，然纯粹红土，并不多见。此种同期异相之沉积物，不仅说明其来源，并不甚远，尤其指示出沉积发生与局部地形至关密切。徐村沉积物，在山口多砾石，向西侧红土增多，此乃明示为溪口冲积扇堆积。故其沉积物之来，并非由于钱塘江，而为九溪十八涧前身之古溪谷。虎跑公路两侧为古河谷之残余，但其南方出口，即为今日之大江，所以与徐村相同之山口堆积，已为后期江流蚀去。在最初之时，东起白塔山，甚至凤凰山，西迄梵村，由山口吐出之冲积扇，彼此相瞩，而成一冲积扇台地，向低地微斜。西湖内周之沉积物，皆来自周边山地，亦为扇形台地。古荡阶地之沉积物质与他处不同，此乃该处背倚高山，面临低地，北山绵延，无较大沟谷，仅在山前斜坡，受当时环境之影响，供给大量松散石屑。泥砾滑动，形成岩锥。故其性质，独异他处。本期堆积物之共同性质，便是底部为砾石，上部为红土。

红土沉积以前之基面，在五云山麓所表现者，亦为阶地形式，红土之最前端，在江干形成削壁，削壁下部，建德系出露，建德系之地面，高出大江十余公尺，而红土阶地地面，则高出建德系地面十余公尺。五云山麓，红土与山体接触处，土层甚薄，基地为千里冈砂岩，所以从五云山麓，直至江干红土底部之基地，实属阶地形式，千里冈砂岩与建德系诸岩层，悉被斜切（图 2-2），徐村附近，有数小山，红土被蚀，残留无多，而底部基面之斜切现象，尤为显著。至于其他各处，红土底部情形，甚难明悉。仅知若干地点，红土沉积地面，并不比现在平地为高。所以红土沉积前之基面，并非为纯一之平地，而为起伏不大之崎岖地面。仅近大河之处，有阶地现象，阶地表面则向河流倾斜。而当时之山川大势，亦如今日。

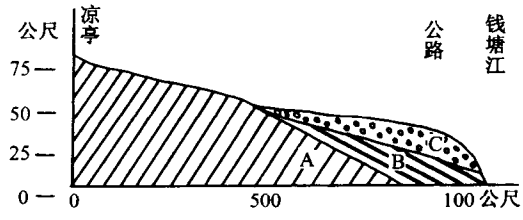


图 2-2　五云山麓凉亭至钱塘江边剖面图
A．千里冈砂岩　B．建德系　C．玉泉红土

红土沉积之高度，因受后期切割，失其原状，故须视其最高分布界线而定，西湖内侧，波形丘岭，虽然平冈缓坡，但其高度，并不一致，有两个明显之差别，一个是 100 公尺之丘岭，另一种便是 30 公尺至 50 公尺之浅丘。前者如玉泉山、仁寿山等，峰顶仍然为红层掩覆，90 公尺之大麦岭、小麦岭、丁家山等，峰顶虽为灰岩，而其四周则围以红土，显示红土之在顶部者，已遭蚀去。江干阶地，虽只有 30 公尺至 40 公尺之高度，但在之江学校之慎思堂前，红土高度，超过 70 公尺，故知当日红土高度，当在 100 公尺以上，而 30 公尺至 50 公尺这个高度，乃

需要全本请访问 www.ertongbook.com

表示红土沉积以后，侵蚀发生，夷成一个平地，或者是谷旁平原。

综上所述,吾人可知钱江阶地之形成程序,并不单纯,而极复杂。实可分为三步（一)先有红土沉积以前之微起伏崎岖基面。吾人可名之曰钱塘期。按钱塘期之称，首创于巴尔博，继用之于宁镇山脉地质一书，将其裂而为二。巴氏所指乃现今之阶地也，然作者以阶地之红土，非钱江所运积，而以钱塘期名之，实有非当，而此微起伏之基面，在五云山麓一段，可能为古钱江夷荡所成。就其形成时期言，实与宁镇山间之钱塘第二期相当，故仍保存钱塘期之名。（二）100 公尺这个高度，为红土沉积之地面，以玉泉山为其代表，可称之曰玉泉期。（三)30 公尺至 50 公尺之阶地，是一个侵蚀地面，因为在玉泉期沉积之后，可名之曰玉泉后期。

五、波面期侵蚀

红土沉积以后，几经变化，乃有现代冲积层之沉积，色为黄灰，系海相细泥，其间经过之程序，在若干残遗之迹象上，吾人可窥其大概。红色土层中，无海相物质之发现，故知当沉积红土之时，杭州一带，尚与大海之间，有相当距离，换言之，杭州海岸发生，必在红土之后。红土沉积经过前后两期之历史，已如前言，以后地面或经升起，红土受切割，成为波形丘陵，与阶地削壁，又从钱江大桥钻探结果，获知钱江河床之沉积物质，细泥厚达百余英尺，石质河床，最深处达吴淞水准零下 150 英尺[11]；此种深狭河槽之切刻，与夫红土之波形地面，俱足以说明玉泉后期以后，基面有一度下降，侵蚀复活，证之邻近区域，宁镇有浦江之深切，安庆贵池一带，沿江两岸之湖沼，均伏于红土层与梯地之间，因之叶良辅氏认为在长江中游地面浸陷湖水盘据之先，红土已受侵蚀，[12]只是波形地面之切割，在海水进入以前，当无疑问，这个侵蚀时期，可名之曰波面期。

六、海岸徙与近期挠曲

波面期并没有经过很长时间，继之以海水内浸，造成现在辽阔之海相冲积平原。

海岸内徙之时,陆地边缘沉伏,沉伏之陆地,实为中年刻画之地面。汪洋浩淼之大海,直抵今日山体之下，形成曲折之海岸线，当时之浙皖界岭，与天目山间为一大海湾。宁镇山脉及太湖诸山，亦因沉溺而港汊分歧，岬角突露或成岛屿。罗列棋布。扬子江在芜湖附近入海，钱塘江则在杭州附近汇入海洋。江口皆为漏斗式，是为下沉海岸中之漏斗海岸。

初期之海底情形，因系山地降落，故应崎岖不平，现在出露之山体岩礁，殆皆当时之山峰，而其幽谷，则深没水下，大量泥沙沉积其间，填满幽谷，而一部仍为洼地，今日苏浙平原及绍兴宁波一带,湖泊沼泽,星罗棋布,考其原因,“多由于突兀不平之故”[13]

构成平原泥沙之来源有三：一为内陆物质，经河流携带而来者，大海受扬子江及钱塘江之洪流，及其他小河之涓流细水，内陆之泥沙必随水运行，达于海口，经海水撞击发生沉积，此为构成平原之重要来源。然而江流之强度不一，其重要性各不相同，扬子江流域布及九省，面积五百倍于钱塘江，而其携带之泥沙亦二千倍于后者[14]，同时钱塘江出七里泷以后，已大量沉积，构成网流，其真正能运人大海中者，极其微邈。故二者在平原之形成过程中，扬子江实占主要地位。第二种沉积来源，是为海潮之挖掘及运输作用携来者，江流进入大海，

受潮流之影响，每可发生沿岸海流，沙泥随之远送，因之扬子江之泥沙，可以远布江口西岸，不仅在杭州以及绍兴宁波一带之平原，更可远飏至于福州[15]。而波浪运行，海水有其旋转轨道，当深度减低，不足轨道直径时，海底已沉积之泥沙，有再被扰动，随波运行之趋势，及至近海以后，再度沉积。第三便是本地风化。沿海山体，及海中孤立岛屿，经风化发生之石砾，一部因重力作用，停积于海底坡面上。一部则因浪花鼓舞，落入海中，此种石砾，互相磨擦，渐成细屑，参加波流，随潮推动，然后沉积。然远不如前者重要。至于沉积之性质，两江源远流长，砂砾之粗糙者，或已停积于中上游，或已磨成细沙，故在三角洲上，除近山部分，或在底部，有本地风化之岩屑外，类皆细壤海淤也。

苏浙平原上各地泥沙之厚度，各有不同，杭州附近之最深者已如上述为 158尺①。但在海宁，南门打井记录深达 200尺[16]，嘉兴张家弄及端平桥凿井最深则在 310英尺以上[17]，上海则达 900英尺[18]，故在平原上之沉积，愈向东北，厚度愈大，换言之，地壳下沉，愈向东北，下沉愈烈，反观山区之溪沟，并未因下沉而趋和缓，山坡之坡面，在砂岩区常在 30度以上，其甚者，则过 50度，溪沟中之流水，皆成急湍飞瀑，颇似有向上挠曲之势。

七、地文期之比较

本区之地文演变，已如上述。海岸升降并非限于一地，影响所及，往往有大片区域。长江中下游地文史，叶良辅谢家荣二氏已经推论矣，宁镇山区李毓尧，朱森，李捷诸氏列论綦详，且与本区可以配合者。其他如江西湖南一带，红土分布，皆颇广泛，然少系统研究。

中国南北各地红壤，德日进杨钟健二氏以为大部发育于第三纪之上新统末期[19]，梭颇引 Mohr 氏估计认为土壤之达红壤地位，需时约二万年，因以红土生成之历史不会过长[20]。下蜀系粘土因有化石发现，确定其时代，比周口店期为新，然本区红土究属何时，无法断言。仅就地文发育之程序，可以对比。故乃不计其时代，只推究其演化程序。

兹就杭州，宁镇，及长江中游三区，对比如下表：

<table>
<tr><td rowspan="7">变
化
程
序</td><td>海陆相沉积</td><td>现代沉积</td><td>云梦大泽发生及现代冲积</td></tr>
<tr><td>~~~~~挠曲，海岸进展~~~~~</td><td></td><td>~~~~~~~~地面坳陷~~~~~~~~</td></tr>
<tr><td>波面侵蚀期</td><td>浦江期侵蚀</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>上升</td><td>上升及断层</td></tr>
<tr><td>后玉泉侵蚀期</td><td>后下蜀侵蚀期</td><td>红土侵蚀</td></tr>
<tr><td>上升</td><td>上升</td><td rowspan="2">红土沉积</td></tr>
<tr><td>玉泉沉积期</td><td rowspan="2">下蜀系沉积期
前下蜀系侵蚀期
（钱塘第二期）</td></tr>
<tr><td>钱塘侵蚀期</td><td></td></tr>
<tr><td>地名</td><td>杭州</td><td>宁镇</td><td>长江中游</td></tr>
<tr><td>调查者</td><td>陈吉余</td><td>李毓尧　李　捷　朱　森</td><td>叶良辅　谢家荣</td></tr>
</table>

① 1尺＝0.333 3米。为保持文章原貌。不作更动。下同。

八、西湖形成

现在之西湖，南北长 3.2 公里，东西广 2.8 公里。环周 11 公里，面积 5.8 平方公里。澄湖静波，美景天成。关于其成因，亦多异说，或以湖之北岸流纹岩横互，而称之曰火口湖者。或以西湖有蓄水之利，东灌海宁之田，而以为是人工湖者。然流纹岩在浙江分布最广，白垩纪时，遍盖大地，葛岭乃侵蚀残余，焉能以此残余，而无其他证据，骤言之为火口湖哉？至于人工湖之说，西湖虽有人工蓄水之意，然其起始极早，炎汉时，名之曰明圣湖，渔火明灭[21]。汉钱塘故址在今九里松至洪春桥一带，沿武林水两侧[22]。当时海宁尚未设治，人烟稀疏，耕作不密，偌大之蓄水库，尚不需要。故西湖之形成，当非以上二说，实为海迹湖也。

试观，西湖南北两侧，北有宝石山，南有吴山及紫阳山，环抱峙立，成为两个海岬，海水内浸之时，汪汪洋洋：西湖成为海湾，海水迳拍灵隐山麓，武林水之出口亦成沉溺谷，海潮携带泥沙，到达葛岭以及吴山，受阻发生岸流，两个岬前端，各自发生湾口沙洲，向两侧扩展，逐渐延伸，及至最后，由葛岭海岬南来之沙洲，与由吴山岬头北来之沙洲，互相交接，而将海湾内之水体，与大海隔绝，形成潟湖。今日杭州市区之西半部，即当日之湾口沙洲也。

最初西湖面积，较今日为大，因为山洪携来之泥沙，在河口停积，日益扩展，使西湖西侧，逐渐向东退缩，面积日小，而成今形，湖泊只是暂时现象，西湖西侧溪流众多，输送泥沙沉积于其中。湖中生长菱荷水草，腐烂葑淤，当北宋之时，湖之葑合者已占其半。苏轼为杭州太守，奏请疏浚，而成堤三公里，即后世所称之苏堤，此后常加修浚，禁植荷菱，故波光潋滟之西湖，得以存留至今，实人工为之也。

九、钱江怒潮

杭州之另一奇景，便是钱江怒潮，或称之曰浙江潮。潮之来，始则一线雪岩，继则涛山浪屋，雷击霆砰，有吞天浴日之势，每当阴历中秋以后，杭州东郊直至海宁东 45 里①之小尖山，海塘上，人山人海，远近咸集，一睹此举世之绝景。

关于浙江潮之成因，远古是神话传说，继以阴阳五行，有唐之世，始知与日月有关，直至宋朝之燕肃，对于海潮之论，除谓潮附日月而生之外，并且说明，浙潮受湾势束狭之影响，同时更指出其与海门外之沙滩，有密切关系[23]。此种解说，相当正确。

浙江潮之形成，当然与日月有关，在一个月之朔望，潮势比较强盛，便是月亮之影响，春秋二分，（相当于阴历二八两月）潮尤劲急，此乃日之影响。一般海潮，皆是如此，姑可勿论。而浙潮之奇特，因为环境与众不同。第一，杭州湾形状特殊，试一观地图，便知杭州湾，有如一个喇叭口。潮水由外向内推进，愈来愈狭，只有向高处发展，所以一般之喇叭形河口，都有比较大之潮差如南美之亚马森河口，北美芬地湾皆是如此。第二，即为沙滩，杭州湾在澉浦以西，沙濑横互，海底坡面逐渐提升，在九哩②之内，凡十二英尺之

① 1里 ＝0.5 公里。为保持文章原貌。不作更动。下同。

② 哩为英里。1英里 ＝1.609 3 公里。为保持文章原貌，不作更动。下同。

多[24]；这个特点，实是发生潮头之重要因素，海水由外推进，其上波浪，是具有移动性之旋转波，其旋转轨道进入浅水时，向海之一环，受到海底阻碍，被迫改变其形式，水分子不能作完全之旋转，而集中于波峰之前端，终至于破裂。杭州湾外面之潮水，至澉浦西面浅滩上，因为水之深度，不能使波浪完成其旋转轨道，于是破裂，遂成潮头。然后逐渐向西推动，澎澎湃湃，至海宁城郊，嵯嵯峨峨，高可丈余，自此向西，逐渐减弱，及至杭州之闸口，已成强弩之末，几于消灭；而促进波浪破裂之另一原因，便是潮之前锋，与落潮江流接触时，潮浪之旋转轨道，被迫缩短，加速破裂。此外气压之变化，亦足影响海潮之高低，冬季高压在大陆上，所以潮起不剧，而夏季大陆低压，海洋高压，海水受高压之结果，便向接近陆地之低压处逃去，故近陆海水之高度，常较海洋中心为高，兼之东南季风鼓浪，潮势特异，此所以八月望日，成为一年中潮汐鼎盛之时期。

伟大之浙江潮，在一分钟之内，可带来之水量，凡 1 250 000 吨[25]，其速度每分钟则在一千英尺以上，大潮时，潮头，更为迅疾，尚不止此数，因之可发生之动量极为可观，浙潮对于海岸之影响，极其严重，潮浪因具有旋转性，向陆为攻击作用，当水体撞击于石坡之上，力量极大，经年累月，可使坍卸，每一溃决,100 公斤以上之塘石，可被移动于数公尺以外。当其向海时，则具有吸引作用，据当地人说，秋潮大汛，潮浪可将海塘上之疏松条石，拔出数寸，甚至尺余。从杭州东郊起，一直到海宁东之小尖山，凡 135 里，这一带沿岸都是稳固的鱼鳞大石塘，系清朝康乾盛世陆续修筑而成。修筑方法，极其讲究。前有石坦水，后有附土，石块大小一律，两块接缝处，铸以铁笋，加以扣紧。如此稳固建筑，仍然时遭泼损。甚至坦水尽撤，附土夷去，海水挖掘塘基，泥沙淘尽，木桩犹存，塘石耸立其上，危险万分。潮头对于泥沙之侵蚀力量极强，所到之处，河中淤泥，逐浪鼓舞，浮悬水中，据实验所知，潮头之含沙量最多，其后一分钟，便大为减少。而比其前之含沙量，（即潮头未到时之含量）竟可大出 50 倍之多[26]。扬子江发出大量洪流，入海后成沿岸水流，再被潮流拥入杭州湾，所以杭州湾中之海水非常混浊。而闸口以上之江流，反见清澄，潮流带来之大量泥沙与江流在杭州与小尖山间相遇，互相激荡，而致沉积。而海宁至南岸龛山之间又有数座小山，潮流至此龃龉，最易停积。同时江流海潮，流路不定，时常变更，以致杭州至小尖山一段，海宁、龛山之间成为杭州湾之沉积范围而且海岸不定，积此蚀彼，有史以来，沧海之变，不知凡几矣。

十、 有史以来之海岸变迁[27]

沧海桑田之变，一般人想来，实非易事，然在杭州海宁绍兴萧山一带真是司空见惯，不足为奇。海岸变迁之历史记载，自五代以后始较确实。汉唐以前文献不足，五代迄今仅千余年，与地质时期相较，虽微不足道，而海岸涨坍数易其势矣。

首先叙述海门变迁（图 2-3）。在一般下沉海岸，海湾呈漏斗形，海水深入。与江流交会，两岸偶或束狭，有如江海之门，因以为名。杭州湾在尖山以上，海宁、龛山间，有赭山、河庄山之阻，沙濑横互，水面骤敛。俗即以海门称之。江海大溜，出入其间，迁移靡定，出此塞彼。海门因之有三：海宁海塘以南，河庄山以北，名北大门，河庄山、赭山之间名中小门，赭山、龛山之间名南大门，又名鳖子门以龛山前有鳖山故。明季以前，江海潮汐，尽在鳖子门，康熙年间，北门凿开，始有三门之称。考三门为流水经过之历史，可以列表明之。

门　名	经过次数	开启年代	封闭年代	江海出入年代	备注
南大门	一	——	公元一七二〇年	——	
中小门	一	公元一六八六年·	一七一五年	三〇年·	开启在一六八六年以前
	二	一七四七年	一七五九年	一二年	人工开启
北大门	一	一七二〇年·	一七四七年	二七年 ·	开启在一七二〇年以前 一七四七年近于全淤
	二	一七五九年	——	——	迄今已一百九十年未有 变化矣

· 为约数

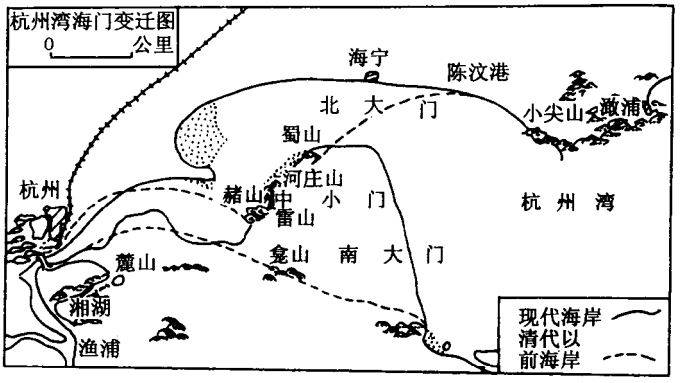


图 2-3

三门之中，北门为害最烈。南门经过年代最长，中小门最难持久。有史以来，迄于清季，海在南门，水患记载，远不如北门严重。盖其河床修直，水势来往，遂较通畅。其所以淤塞，乃因下游泥沙积蚀发生变易之故。康熙、雍正年间，南大门之东，上虞岸外，沙碛砥立中流，长广百余里，号无名村，南门适居影岸，水静波平，最宜沉积，潮流东北流，至此折向西北，啮食海宁至赭山之海岸，因之中小门北大门逐一开启，南大门则全淤矣。北门沿小尖山至杭州海岸，百余里中，悉为沙岸，柔弱异常，所以潮水之为害也最烈。中小门仅为南北两门之过渡地带，然一旦主流所经，两岸皆庆安泰，其所以不能经久之原因，乃东有雷山之障，流路欠畅，泥沙易积之故。

关于海岸变迁，在清朝以前，江在南门，赭山、河庄山南伸，有如半岛，北岸海势遂可分为两段，赭山至杭州一段凡 65里，因在海门之内，所受海潮变化之影响每不如海宁敏感。然而潮过海门以后，迳冲杭州以东三堡至九堡，然后有回流沿岸东流，与江水流势相符。侵蚀力强，所以从乔司至赭山一段海岸，受蚀之患代不绝书，蚀积现象，变化莫测。原为沧海，因流势变更，数年之间，淤涨平陆，由岸外前伸，能三数十里。然而潮势一变，侵蚀冲击，日削月刻，不期年所有涨沙又复坍尽，沙涨之时，沿岸人民，初则晒卤煎盐，继则土壤中盐分淋洗已淡，或植棉麻，或植其他旱作，更久者，相度地势，积土为桑田，较低之处，则种水稻，桑园绿竹，茅舍鱼池，亦如沃壤之区。及至坍陷，迁居拆屋，瞬息之间，数十公里之良田为洪流吞食。为人欣赏之浙江潮，万马奔腾之声，益增人民之恐惧。因潮害而致流离失所之农民，多迁至新涨沙地，再行煮海为盐，所以这一带人民多半具有两种生活技能，不仅能够耕植，而且稔习煮盐。

杭州在宋朝以后几每百年有一次巨变，坍陷之地皆数十里，不久又外涨三四十里，其中以明初永乐年间，大潮直扑长安（海宁西北）最严重，所幸为期不长。杭州城垣一带东南两面，潮水江流，为害俱烈。有宋之世，潮水数度啮食城东良田，皆赖塘工为御，城南石塘修而复损者十余次。明季潮水曾进袭东青门，（今庆春门），旋即趋缓，城南六和塔之前，原有大片稻田，自明代中叶，浦阳江经人工改道由孔家埠后，杭州南岸江干，所受江水啮食之患，日趋严重，迄至万历三年（一五七五）一次大风潮，江干至六和塔前之良田，悉为荡去。

北门开凿以后，杭州海宁海岸视为一体，然因康乾盛世，有鱼鳞石塘之筑，二百年来未见大患，然风潮泼损之事，仍常发生，泼损发生之处，皆为潮流顶冲之地，由二百年来之历史记载，以海宁东陈汶港一带最烈，其他小尖山，海宁城郊，马牧港老盐仓翁家埠，杭州之三堡至九堡等地。但是塘外时有涨沙，甚者可有二三十里，然极不稳固，最易冲失。

海宁因在海门之外，受海势影响，较杭州为敏捷，笔者曾统计自宋迄清朝初年之海岸变迁，前后凡十一次（除两次为人工外），其迁演年代之距离，颇有规则，永乐以前百年有一变，以后皆五十年一变。其中原因，或与台风行径之周变有关。

十一、冰川置疑

杭州疑有冰川现象，始自李四光先生，李氏三十六年冬，来杭小住，养病之余，曾游览湖周诸山，在九溪出口徐村附近红土底部砾石层中，发现带有刻痕之砾石，河谷两侧有红土小山，李氏认为系冰川尾碛，东南相向，各具两条。本为相连，后为流水切开，九溪十八涧时或开朗，成为盆地，时或敛束，留有冰坎遗迹，前后相瞩，有如佛珠连串，河谷之源，即下龙井盆地，骤然开广，四周围以高山，只有窄口出东南，李氏谓即当日储冰之盘谷也。当第四纪时气候变化，寒冷异常，此处接受大量冰雪，经九溪十八涧东南流出，造成徐村之尾堆石，其后冰融雪解，冰水漫流，乃在冰堆石之顶部及两侧沉积泥沙及砾石，皆具有层次，如之江大学操场一带即然。由下龙井至徐村，不过三公里，而整个之冰川现象，至为齐全，西湖周边各山尚多遗迹，笔者所聆仅此一段耳，据云亦杭州附近冰川蚀积现象保存之最完美者。

杭州位置所在为北纬三十度，比之西欧北美冰川发现之处，纬度低十度以上，而高度则在海面，故如冰川属实，则在学术上意义极大，李承三氏因以推计中国第四纪冰川亦如欧美，非阿尔卑斯式而为大陆冰汎，冰量丰富之时可以伸入海中。

唯笔者对于杭州冰川现象颇多疑义有待于解释者：（一）九溪十八涧流路曲折，两侧诸山,由峰顶至谷底,坡面没有变化,成显著的 V 谷，如下龙井盆地果为冰川作用形成，则至少有三千万立方公尺之物质为冰川运送而去，其停留之时间，亦必相当长久。而其所经之出口,应为 U谷。而九溪溪谷，则毫无残迹，虽云后来之流水切割破坏，然在流水所成之 V 谷之上亦应留有 U 谷之残痕。（二）下龙井与上龙井交界处为砂岩与石岩之分野，翁家山南麓即龙井盆地北缘之山坡上，便是灰岩，如由冰川搬运则堆积物中应有灰岩之砾块，然尾堆石中，尽为灰岩岩砾。（三）石子所带之刻痕，并不清晰，丁字头亦不显著。（四）李氏曾谓两冰堆石内围之地，甚为宽广，显为现时之小溪不能切蚀形成者，既非流水，必为原始即如此者，然堆积物质疏松，河流易于切割，切割之后复经人工加以开拓，亦可形成。且西侧之两冰堆石间有明显之山腰，而杭州一带农耕既早，土地皆经精密利用，人力未可忽略。（五）冰坎之

需要全本请访问 www.ertongbook.com