

MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI
UFFICIO IDROGRAFICO DEL R. MAGISTRATO ALLE ACQUE
SEZIONE GEOLOGICA

NOTE ILLUSTRATIVE
DELLA
CARTA GEOLOGICA DELLE TRE VENEZIE

FOGLI PESCHIERA e MANTOVA

DI
ARTURO COZZAGLIO

PARTE I.
GEOLOGIA



PADOVA
Società Cooperativa Tipografica
1933 - A. XII

Studi speciali potrebbero riconoscere nei piani superiori di questa formazione alcuni rappresentanti del Miocene.

Consistenza ottima, poichè le balze di Manerba, alte più di 60 metri, hanno notevoli strapiombi e le isolette resistono da secoli alle onde che in quei luoghi soggetti ai venti di nord sono impetuose.

Poco può dirsi sulla probabile potenza, mancando i riferimenti al sottostante cretaceo.

B) CONFRONTO CON LE FORMAZIONI VERONESI.

Nessuna vallata prealpina presenta, al pari del Benaco, il fatto cospicuo del tipo longitudinale con formazioni sincrone di fronte, a facies molto diverse.

Lo studio di questo fatto è tutt'ora immaturo, tanto che, all'opinione più spontanea di un limite eteropico occultato dal lago, vi fu chi contrappose l'idea di una grande traslazione verso nord della intera regione veronese in modo da portare di fronte depositi costituitisi in regioni lontane.

A questa diversità di caratteri delle formazioni corrisponde l'evidente diversità della tectonica e del paesaggio, fatto che, nella predominante formazione del giura-lias, è attribuibile a condizioni locali create da una zona costiera (occidentale) vicina al massiccio paleozoico alla quale stava di fronte il mare aperto e talvolta profondo (orientale)

Il Lias bresciano, stratiforme in alto ed a prevalente scogliera alla base, non offre mai il vasto orizzonte a *Lithiotis* del Veronese, - nè il tipico *medollo* bresciano ha riscontro petrografico ad oriente; ma se, come può dubitarsi, le dolomie dell'Adige, da Peria a Dolcè, sono fors'anche liassiche, è chiaro che il fatto dell'eteropismo del Lias non è soltanto bresciano. Esso spinge la sua *facies* di scoglio fino al *Dogger*, o fors'anche più oltre, analogamente a quanto avviene talvolta sul Bresciano, dove vedemmo la *corna* toccare il silicifero giurese.

Il pendio occidentale del monte Pastello, da Dolcè a Ceraino, offre sulla grande parete particolari interessanti, e salendo verso Molane, si vede la *facies* dolomitica sostituirsi in massima parte al lias grigio stratiforme.

E mentre sulla destra del lago il *Toarciano* è ben distinto con sovrapposti strati oolitici, esigui e discontinui, sulla sinistra il primo non è evidente e l'oolite a crinoidi assume uno sviluppo enorme, specie nel monte Baldo, dove la massima parte degli affioramenti meridionali sono di tale roccia.

Passando al giurese superiore, ben più complesso è il confronto, nè si potrebbe fare efficace se non considerando in tutta la loro estensione le Riviere di fronte.

L'*Aleniano* constatato presso Brescia, e soltanto problematico nella Riviera occidentale, sembra presentarsi nei calcari oolitici a sud di Pai; il grande sviluppo di selci che nel Bresciano inquina quasi

CARATTERISTICHE DEI FOGLI PESCHIERA E MANTOVA

Il foglio PESCHIERA è caratterizzato dalla rappresentazione di tutta la parte meridionale del lago di Garda, molto interessante regione la quale comprende gli estremi delle due Riviere, bresciana e veronese, — lo sbocco del Chiese e lo sbocco dell'Adige — e quasi tutto l'anfiteatro morenico; e cioè quella parte di esso che si riferisce alle cerchie maggiori formatesi nella seconda metà dell'era neozoica.

A completare nella sua integrità tutto l'apparato morenico benacense mancherebbero perciò la cerchia più antica che si svolge lungo il Chiese, da Bedizzole a Carpenedolo, e la piccola prominenza morenica meridionale di Volta Mantovana.

La prima parte (occidentale) viene rappresentata nel foglio BRESCIA, in corso di stampa a cura del R. Comitato Geologico di Roma; la seconda (meridionale) cade sul foglio MANTOVA, che insieme a questo di Peschiera si pubblica.

Il foglio «*Mantova*» comprende l'estremo sud dell'anfiteatro morenico e la inerente transizione dei terreni ghiaiosi fluvioglaciali ai cretosi della bassa pianura. E perciò la zona delle sorgenti seguita dal

sistema dei colatori affluenti all'Oglio, al Mincio, al Po e (nella parte orientale) al Canal Bianco. Necessario complemento del foglio « *Peschiera* » specie dal punto di vista idrografico.

Per la natura stessa della regione rappresentata, queste note illustrative devono dividersi in quattro parti distinte e cioè:

la stratigrafia delle due sponde della conca lacustre,

la tectonica e la geomorfologia,

la costituzione dell'anfiteatro morenico e dei terreni mantovani,

la idrografia generale fino al Po (fogli *Peschiera* e *Mantova*).

A) STRATIGRAFIA DELLA REGIONE BRESCIANA.

Nell'angolo NW del foglio viene rappresentata una piccola zona della prealpe orientale bresciana, e cioè lo sbocco della Val Sabbia e la parte meridionale della Riviera benacense, da Toscolano a Salò.

A questa parte montuosa si aggiunge poi, a sud del golfo di Salò, un'altra regione ad ossatura rocciosa in gran parte terziaria che costituisce il sottofondo dell'ala destra dell'anfiteatro morenico, fra il lago ed il corso del Chiese, ed affiora soltanto verso il lago, negli spuntoni che emergono dal complesso

delle morene (Rocca Manerba, monte Covolo e Castello di Moscoline) e lungo la sponda per il denudamento operato dalle onde.

Alla qual parte affiorante di questo sottofondo roccioso, è poi necessario aggiungere un giacimento, non ancora conosciuto, di calcare roseo che venne constatato a pochi metri sotto lo specchio del lago alla prominenza del Vo, a nord di Desenzano.

Dolomia principale e Retico.

La roccia affiorante più antica è la dolomia principale, la quale non si presenta nel foglio che su piccola estensione a NW di Vobarno, (monte Cercine).

E' la ben nota dolomia principale lombarda, ad *Avicula exilis* che, nella regione tra il Chiese ed il lago di Garda, occupa quasi tutta la parte montuosa, roccia molto permeabile che dà sorgenti verso la base, ed ha cime generalmente dirupate e suolo poco fertile che talvolta è soltanto detrito sterile.

Gli strati retici succedono in alto alla dolomia, coronando molte cime con balze biancastre di non comune regolarità ben distinguibili nel paesaggio, a contrasto con le forme dirupate della sottostante dolomia.

Il breve affioramento rappresentato nel foglio, pur seguendo zone di frattura che lo spostano assai, mantiene la sua caratteristica regolarità di linee che lo distingue anche a distanza.

Il Retico, o Infralias, è quivi costituito da calcari grigi nettamente stratificati, di spessore variabile da luogo a luogo, — per lo più minore di cento metri, — che si fa abbondantè verso NE, dove sorpassa i 300, sui monti della Valle di Ledro.

E' caratterizzato dall'*Avicula contorta*, da banchi di *terebratule* e di coralli e passa alla sottostante dolomia con un orizzonte di scisti neri friabilissimi a *Bactryllium*.

Il passaggio ai sovrastanti calcari del Lias avviene col piano *ettangiano* che però non venne finora precisato nella regione.

Giura - Lias.

La massima parte della regione che nel foglio comparisce a monte del golfo di Salò è costituita da formazioni liassiche, le quali si presentano nella zona di sbocco della Val Sabbia, attraversando il Chiese a Vobarno per dirigersi verso il monte Pizzoccolo, e cioè verso la massima altura calcare della Riviera (1583) che si alza ripida sulla forra del fiume di Toscolano ed ivi bruscamente si tronca.

La cima non è segnata nel foglio, ma sta esattamente a nord di Maderno (poco al di sopra del margine del foglio) mentre vi trovano posto le sue falde meridionali rappresentate dal monte Pirello e dal declivio che scende verso Sanico.

Il Lias di questa regione si presenta con caratteri regionali che lo differenziano dal resto del Lias lombardo e dal veneto.

Tra questo e quello, che sono molto diversi e ben noti, il giuralias della regione benacense non può dirsi una transizione ma piuttosto una formazione lombarda nella quale il lias inferiore è rappresentato da un calcare bianco compatto detto *corna* (*Graenzdolomit* del BITTNER), il quale, talvolta a *facies* di scogliera, presenta caratteri eteropici, con sviluppo assai variabile da luogo a luogo, onde le sovrastanti formazioni fin quasi al *Malm* variano pur esse di spessore e talvolta anche di *facies*, od hanno notevoli lacune.

La regione nella quale si verificano questi fatti è compresa fra lo sbocco della Valtrompia ed il lago di Garda, caratterizzata, ad est di Brescia, dal ben noto marmo di Botticino, ossia da un vastissimo affioramento di *corna*, colà in grossi strati, il quale forma quasi per intero le alture fino a Gavardo, (e cioè fino al margine occidentale del nostro foglio).

Nei dintorni di Botticino e sui contigui altipiani di Serle si nota il fatto importante della completa scomparsa dei calcari argillosi del lias medio, tanto sviluppati nella contigua regione occidentale, calcari che, all'apparire delle *corna*, sono rappresentati da un deposito lastriforme di un calcare bianco verdastro o roseo, detto *corso*, con fauna del Lias medio. Calcare che ha pure spessori variabili e può anche mancare, lasciando il campo alla *corna a facies bloccosa* sopra la quale si sviluppano talvolta il silicifero giurese a diretto contatto, il calcare rosso ad aptici

e belemniti ed il *Malm*; oppure una breccia policroma locale che dà il cosiddetto marmo *Aurora*.

Tale è il fatto stratigrafico ad occidente della regione rappresentata nel nostrò foglio, fatto che si cita come punto di partenza della stratigrafia locale perchè ivi più evidente e caratteristico che altrove.

Ad est di Gavardo, e cioè allo sbocco della Valsabbia, la serie si complica con la riapparizione dei calcari argillosi che furono bruscamente interrotti dalla *corna* presso Brescia; riapparizioni discontinue che non escludono ritorni del *Corso* e del silicifero a diretto contatto con la *corna* in luoghi contigui, come alla Carpaneda a nord di Vobarno, nelle immediate vicinanze del monte Coro e della valletta di Collio, dove i calcari argillosi del medolo sono molto sviluppati.

Il piccolo monte Covolo, isolato in sinistra del Chiese, presso Villanova, porge un interessante profilo nel quale questi fenomeni eteropici sono in breve spazio quasi riassunti, — mentre le pendici meridionali del monte Pizzocolo presentano una vasta insenatura dove il giurassico molto sviluppato, ben sezionato dalle incisioni dei ruscelli e poco disturbato da fratture e da pieghe, può contenere, forse integra, tutta la serie locale.

Sulla massa principale della montagna formata dalla *corna* che sale alle cime, si adagia in strati inclinati la serie liassica molto sviluppata, con calcari biancastri argillosi a selci brune, riferibili al *sinemuriano* superiore, e calcari grigi argillosi rife-

ribili al *Charmutiano*, sulla quale serie ben osservabile che affiora nella parte alta, e ricorda in modo suggestivo quella che si osserva sul pendio occidentale del monte Maddalena (Brescia) si adagia, nelle località Ortello, verso la quota 700) calcari giallicci più o meno selciferi, ben stratificati, con abbondanti intercalazioni di marne grigio-azzurrognole, probabili rappresentanti del *Toarciano*.

Tra l'incisione della Val Vesegna e quella del fiume Toscolano, questo affioramento è vasto, e sotto la località Ortello, si vede coperto da una notevole pila di strati ben sezionati dalla valletta Avriolo, nei quali un diligente studio paleontologico potrebbe forse precisare di quali piani consista quella serie locale riferibile al *Dogger*.

Nella parte inferiore del bacino pensile affiora il silicifero giurese che poi, con la sovrastante maiolica, cade con strati verticali ai sottostanti altipiani cretacei di Sanico e di Bezzuglio; ma, a questo punto, la serie che si svolgeva normale e completa viene a complicarsi con l'apparizione di una breccia a frammenti di varia mole di silicifero tenacemente agglutinati dal calcare maiolica.

Frammenti tutti angolosi, e quindi non fluitati, ma caduti da roccie vicine emerse dal fondo sul quale il detto calcare si andava depositando.

Tale accidentalità della serie giurese si osserva anche in altri luoghi della Riviera nei quali, più che in questo, risulta chiaro che l'irruzione di tali frammenti si iniziò nel piano del calcare rosso ad aptici

ed ebbe il suo massimo ed il suo termine nella maiolica giurese.

Fatto non attribuibile a cause endogene ma ad assestamenti locali di strati che, depostisi sui piani inclinati delle scogliere, discesero poco dopo a più stabile equilibrio; analogamente a certi tratti della stratificazione del medolo argilloso che in Riviera si vedono fortemente corrugati per slittamento del deposito pastoso e ricoperti poi da strati regolari.

Tale breccia selcifera, localizzata in alcuni punti a mattina della Val Vesegna, non induce nella serie variazioni nè di sviluppo nè di *facies*; raggiunto l'orizzonte del calcare roseo ad aptici che più non risente dell'eteropismo regionale, questo strato ben riconoscibile e tanto utile nello studio delle strutture tectoniche, passa costante lungo tutto il territorio sotto la maiolica che, sebbene non molto sviluppata, segna con esso nel paesaggio frequenti linee di valore topografico.

Un accurato studio paleontologico e stratigrafico del problema sarebbe quindi molto importante e forse rivelatore di qualche fatto che illumini sul confronto tra queste formazioni e le veronesi di fronte, molto diverse.

Per opera del CACCIAMALI, validamente aiutato dal PARONA e dal BONARELLI, la stratigrafia bresciana potè essere ben definita, e potrà riservare poche sorprese; — e se non si potè precisare le distinzioni tra i piani del *Dogger* ivi presenti, ciò non dipese che dalla scarsità dei fossili, mentre ben precisato fu

l'Aleniano della Molvina ad est di Brescia, che in Riviera è soltanto problematico.

Riguardo agli usi pratici di queste rocce, è da dirsi che la *corna* della regione benacense, spesso bloccosa e sempre sconvolta da pieghe e da fratture, non può dare in nessun luogo cave importanti come quelle di Botticino e di Mazzano, ma soltanto pietra-me da costruzione e da calce, (avendo dal 95 al 97 % di calcare puro).

Ed analogamente dicasi del medolo, il quale non può quivi venir utilizzato per calci idrauliche per la grande quantità di focaie intercluse, mentre può prestarsi per buon materiale da muratura.

La consistenza dei pendii formati dalla *corna* è ottima, eccettuati i pochi punti dove si hanno zone molto fratturate; la grande parete, alta più di mille metri, che il Pizzocolo presenta verso la forra di Toscolano ne è chiara prova; e generalmente buona è la consistenza dei pendii dei calcari argillosi quando non contengono marni interposte.

Lo strato superficiale di alterazione della *corna* è dato dalla terra rossa che nelle regioni carsiche è abbondante; e pur quando i declivi di questa roccia sembrano affatto nudi, è frequente vedere ben sviluppato il bosco, specialmente di quercia, in causa dei molti e profondi crepacci di erosione pieni di detta terra rossa che incidono le superfici non glacializzate.

Sul medolo, lo strato di alterazione è molto più abbondante per la quantità di argilla e di selci che

vi rimasero come residui della decalcificazione; ed in più forte misura è l'alterazione subita dal silicifero giurese che si disgrega in abbondante e minuto pietrisco. Onde avviene che i declivi costituiti da queste rocce (medolo, toarciàno e silicifero) sono generalmente coperti da uno strato talvolta abbondantissimo di terre rosse che, commiste al detrito locale, costituiscono ottimo terreno per boschi e specie per castagneti, od anche per colture diverse, se opportunamente corretto.

Nel modellamento del paesaggio, la serie giurese locale ha quindi gran parte per il contrasto delle balze della majolica con i sottostanti declivi quasi sempre boscosi del silicifero; contrasto che è poi accentuato dal fatto della forte erodibilità degli strati dell'infracreta che sovrastano a tali balze, per cui pronunciandosi la tendenza a costituirvi piccoli penepiani, avviene di frequente che le dette balze formano il ciglio di terrazzi orografici più o meno estesi.

Il passaggio della majolica all'infracreta avviene per sfumatura litologica e non si può quindi precisare che per mezzo dei fossili caratteristici.

Infracreta o Neocomiano.

Si presenta a primo aspetto come una semplice continuazione della majolica che in alto va differenziandosi per l'assottigliarsi degli strati e per l'apparizione di selci brune talvolta abbondanti, interstratificate od incluse in noduli irregolari.

Il tipo litologico del calcare è analogo a quello della majolica, bianco a frattura concoide e non distinguibile da questa che per la presenza dell'*Apticus Diday* a costole ripiegate, diverso dal *lamellosus* che distingue il giurese.

Questi strati, dapprima bianchi e simili alla majolica, si fanno quasi sempre grigi o cerulei all'apparire delle selci, passando talvolta alla scistosità.

Sebbene l'anzidetta maggiore erodibilità degli strati superiori della infracreta tenda alla formazione di terrazzi o di più dolci declivi, avviene tuttavia che, in causa del colore biancastro e del poco strato di alterazione che rende quasi sempre nudi e petrosi i pendii, l'infracreta si presenta nel paesaggio, come una continuazione della majolica, massa tenace che, avendo conservato integre le pieghe, precisa lungo la zona le linee del corrugamento.

L'infracreta affiora su tutta la zona da Gavardo fino a Salò e prosegue fino a Limone, corrugato o diviso in lembi a seconda delle condizioni locali, e con la sottostante majolica, è di quegli orizzonti che, con il loro andamento molto significativo, prendono parte cospicua nella fisionomia stessa del paesaggio.

Cretaceo medio e superiore.

E' da premettere che, nella prealpe bresciana, questi affioramenti, costituiti principalmente dalla scaglia rossa, possono dividersi in due gruppi distinti: l'occidentale che va dall'incile del lago

d'Iseo fino allo sbocco della Val Trompia, e l'orientale che, da Gavardo, segue il Chiese fino a Prandaglio e di là passa alla Riviera, dove forma tutta la sponda del lago fino a Gargnano.

Il cretaceo non entra nell'ambito della Val Sabbia, ma si limita alla sua parte esterna, e cioè a quella che sta a valle della chiusa di Vobarno. Ha un notevole affioramento lungo il pendio di Prandaglio, in destra del Chiese, fino a Sopraponte, ed altro a monte Covolo.

Fra il gruppo di questi giacimenti ora citati e quelli della Riviera sta la vasta depressione morenica che da Salò sale allo sbocco della Val Sabbia.

Ad oriente della detta depressione separatrice, data da affondamenti locali, troviamo il colle di Salò costituito da scaglia rossa, il quale si estende fino alla forra di Barbarano che incide profondamente la scaglia; e con questo colle si inizia la Riviera benacense, dove per quindici chilometri la scaglia segue la sponda del lago fino a Gargnano, e per altri venti la segue portata in alto da balze.

La scaglia rossa è formazione ben nota; è un calcare marnoso di color roseo in strati sottili che si fa scistoso nei piani superiori ed è assai scarso di fossili. E' la massa principale che si presenta dopo l'infracreta biancastra; ma sebbene esiguo e limitato a pochi metri soltanto nel suo spessore, esiste fra l'una e l'altra roccia un notevole orizzonte che merita speciale menzione, e cioè quello delle marne

grigio-verdastre nel quale vengono ad intercalarsi scisti bituminosi.

La presenza di questi scisti, notata da più di settant'anni, fece una certa impressione al pubblico che li credeva carbon fossile, o per lo meno indizio di esso in vicinanze; e vi fu perciò chi spese tempo e denaro in ricerche infruttuose, poichè il contenuto industriale utilizzabile od è nullo od ha una percentuale troppo bassa. Soltanto nei monti di Tignale, dove parve sempre il meno povero, venne in questi ultimi anni ripresa la ricerca con studi seri, ma tuttora con esito problematico.

Si cita questo fatto sebbene si riferisca a località estranea al foglio, perchè parlando di scisti bituminosi, il pensiero del lettore corre inevitabilmente alla questione industriale, come corse quello di passate generazioni.

Tali scisti neri, intercalati nelle marne grigio-verdi si riscontrano lungo tutto l'affioramento rappresentato nel presente foglio; e sono evidenti specialmente nelle profonde incisioni fluviali.

E va notato ancora che, nel cretaceo medio e superiore della zona occidentale bresciana, troviamo arenarie (Paratico e Capriolo) e calcari grigi (Cellatica); mentre a mattina della Valtrompia soltanto poche piastrelle calcari grigie si intercalano nella scaglia, con inocerami (Cajonvico), piastrelle che si rinvennero anche a Prandaglio, ma poi passando alla Riviera, solo eccezionalmente si possono trovare; per cui la sola scaglia vi affiora.

Le profonde incisioni dei Rii (a nord di Salò) di Barbarano, di Fasano e di Toscolano mettono in evidenza la serie cretacea molto corrugata, ed il complesso dei fenomeni più sopra descritti.

Lo strato di alterazione superficiale della scaglia è assai scarso di terre rosse e piuttosto abbondante di detrito minuto di sfacelo, specie nelle parti scitose. Generalmente poco fertile ne è quindi il suolo.

Riguardo alla stabilità dei pendii formati dalla scaglia, è da osservare che essa varia assai a seconda delle condizioni locali, e specie a norma del corrugamento e della fratturazione subiti.

La massa scagliosa poco disturbata è generalmente stabile, ma nella zona rappresentata dal presente foglio, tutta più o meno fortemente corrugata e fratturata, si può dire che i pendii sono quasi tutti più o meno franosi. Tutte le profonde incisioni citate presentano fatti del genere; non tuttavia di tale importanza da far temere smottamenti di grandi masse, specialmente per il fatto che le forre principali tagliano in senso normale l'andamento delle pieghe. Non altrettanto invece può dirsi della zona lungo la sponda lacustre, perchè seguendo questa il detto andamento, e notandosi una frequente e profonda fratturazione che scinde la massa in tante zolle scaglionate a terrazzi, è ovvio che, tanto per questo quanto per il facile distacco da strato a strato, specie lungo le ali esterne delle anticlinali, i pendii sono quasi tutti instabili.

L'ampliamento della strada da Fasano a Ma-

derno e da Toscolano a Gargnano furono difficili per tali franamenti; e di ciò sono prova evidente le molte opere di sostegno che ivi furono necessarie.

Eocene.

Nella parte collinosa non si trova che in un piccolo lembo impigliato nella sinclinale della scaglia sotto Prandaglio e sul ripiano cretaceo che, a NE del m. Castello di Gaino, volge verso Navazzo, lembo rappresentato da marne grigie, e da alcuni strati a nummuliti. Assai sviluppato è invece nella Val Tene, dove forma l'infrastruttura dell'apparato morenico da Salò a Desenzano, ed affiora in più punti sulle sponde del lago, messo in evidenza dal denudamento operato dalle onde.

Tutte le punte che da Moniga a S. Felice si protendono a NE, le isolette che ne sono la continuazione, e gli scogli di quei bassi fondi sono costituiti da rocce eoceniche; come eocenici sono pure alcuni spuntoni emergenti dalle morene ad oriente di S. Felice.

A sud di Moniga l'Eocene più non affiora ma la sua presenza nella infrastruttura è resa probabile da considerazioni indirette che saranno esposte trattando delle morene.

Alla Rocca di Manerba (218) abbiamo il giacimento costituito dal nummulitico le punte e gli spuntoni sono costituiti dal calcare marnoso rinvenuto anche nei pozzi di S. Felice.

tutto il lias medio e nel giurese dà luogo a speciali depositi policromi, - nel Veronese ha meno cospicui rappresentanti, dove il passaggio al calcare roseo a *Peltoceras transversarium* non è dovunque ben precisato, trovandosi, da luogo a luogo, diverse faune dei piani intermedi del *Batoniano*, del *Kimmeridgiano* e del *Calloviano*, rappresentati da quel complesso di calcari grigi, giallastri e cavernosi, che hanno grande sviluppo nella Valle di Fumane.

Si arriva così al *Titoniano* a *Philoceras pticocum*, che sul Veronese ha il grande e ben noto sviluppo che dà le cave di S. Ambrogio, di Torri ed altre; calcare noduloso roseo o giallo che passa in alto alla maiolica bianca. Questa formazione tanto importante nel gruppo del monte Baldo, non ha sul Bresciano che esigui e discontinui rappresentanti che si trovano sopra l'orizzonte dei calcari rosei ad aptici e belemniti. Meno accentuata è la differenza nei piani del cretaceo, tanto negli spessori quanto nelle *facies*.

I calcari bianchi neocomiani, duri e selciosi sul Bresciano, sono privi di selce e molto più marnosi sul Veronese, e meno sviluppati o quasi mancanti i scisti neri bituminosi alla base della scaglia rossa.

Questa che, nel Bresciano, è quasi tutta marnosa con poco sviluppo di calcari che danno materiale da muro di qualità scadente, sul Veronese è più calcare, presentando una pila di oltre 15 metri di buon materiale lastriforme, molto usato a vario sco-

po ed anche come coperture di tetti, e per chiusura di campi.

Questi lastroni si scavano per lo più in galleria, e presentano talvolta brecciole tenacemente cementate.

Nella regione rappresentata sul foglio PESCHIERA, il basalto ha un grande affioramento soltanto a Marano, ben rilevato dal BODEN, massa eruttiva che dà luogo al dorso pittoresco che emerge dal complesso delle colline, portando in alto l'eocene.

Altri affioramenti di minor importanza vennero segnati al monte Croce sopra gli Spiazzi del monte Baldo, ad occidente del monte Pastello, nei dintorni di Breonio ecc. basalti e tufi che spesso si intrudono nell'eocene inferiore e lo spostano.

Nella Riviera occidentale, i basalti non affiorano; hanno soltanto qualche traccia a Gargnano, in una trincea stradale sopra la stazione del Tram.

Dopo ciò che ne scrissero il FABIANI ed il BODEN, poco resta da dire sull'eocene veronese.

Trattandosi di un confronto con i giacimenti bresciani, è soltanto da aggiungere che, mentre nel Veronese esso ha vasti giacimenti i quali attestano una diffusione su tutto il sistema del Baldo e dei colli Lessini, nella Riviera bresciana, il giacimento esteso non si trova che nella regione abbassata a sud di Salò, non essendoci nella zona collinosa che residui dell'erosione, piccoli e dispersi od in sinclinali o su pianori, saltuariamente distribuiti da Prandaglio a Tremosine.

E' da augurarsi che qualche giovane possa presto e degnamente completare il bel lavoro del FABIANI sul terziario veneto con questi studi sulla Riviera occidentale, a grande vantaggio dell'argomento e della storia stessa del sollevamento delle Alpi.

C) STRUTTURA DELLA REGIONE OCCIDENTALE.

I 70 chilometri quadrati di territorio montuoso rappresentati nell'angolo NW del foglio non sono sufficienti a dare un concetto d'insieme della struttura locale, ma riescono tuttavia interessanti perchè vi si trova lo sbocco della Valsabbia, e cioè quel punto dove la linea pedemontana delle colline bresciane ha il suo termine al corso del Chiese per cedere il posto al sistema benacense.

Regione prevalentemente liassica assai dislocata, orientata secondo l'unico asse di corrugamento SW-NE, che caratterizza la Riviera benacense, asse convergente con quello SSW-NNE del monte Baldo.

Al quale fatto, che va tosto notato, si deve il progressivo restringersi del lago nel tratto da Salò a Bogliaco; da dieci chilometri (Gardone - S. Vigilio) a cinque (Bogliaco - Pai).

Lo sbocco del Chiese dalla Valsabbia avviene alla forra di Vobarno, profonda frattura che fu già sbocco preglaciale, alla quale mettono capo, con lo sperone liassico del monte Coro, le colline bresciane.

Il fiume gira a levante questo sperone compiendo un semicircolo quasi esatto, ed allineatosi parallelamente all'andamento delle pieghe, lambe le morene dei Tormini e scende verso la pianura bresciana, *passando a soli duecento metri di distanza dallo spartiacque benacense ed a 150 metri di altezza sopra lo specchio del lago*; fatto oro-idrografico notevole di cui si dirà più innanzi.

Al di là della chiusa di Vobarno, il Lias inferiore segue, col sottostante Retico, il margine della vasta regione dolomitica che sta a monte costituendo lo spartiacque tra Chiese e lago di Garda; andamento che oltrepassa il margine nord del nostro foglio.

La forra di Vobarno non è lo sbocco di una valle angusta, ma soltanto una strozzatura determinata dal monte Coro che si avvanza verso est, a monte della quale la Valsabbia presenta una grande varice dovuta ad un affondamento locale.

Nella qual zona depressa, che si estende fino alla chiusa di Barghe, affiorano masse cospicue di porfrite raibliana come pure spuntoni dolomitici e retici della parte affondata; onde è chiaro che lo sperone del monte Coro è barriera che chiude a SE la depressione locale e la vallata.

Sul versante SE di questo monte che prospetta il lago è il pendio di Prandaglio con affioramenti cretacei ed un piccolo lembo eocenico impigliato in una sinclinale; affioramento con contatto anormale con il Lias inferiore che vi si sovrappone per sovrascorrimento, onde si hanno balze liassiche sa-

lienti che, accompagnate da una congerie di detriti, si portano sulla cima, ivi formando la notevole prominenza della Madonna della Neve che è risalto sul crinale del monte Coro.

Analogo contatto anormale tra la Corna e la scaglia rossa si verifica in senso opposto nel monte Covolo (554) che vi sta di fronte sull'altra sponda del Chiese, piccola altura isolata; onde la scaglia rossa di quella parte di alveo fluviale risulta incassata tra due falde liassiche di poco sovrascorrenti in senso opposto, localizzata in una breve fossa.

Lo sperone del monte Coro sfugge a questi sovrascorrimenti come prominenza orientale, ma nell'ampia varice della Carpineta che vi sta di fronte a nord, essi riprendono porgendo facile appiglio per interpretazioni artificiose dei fatti che a ben più semplici cause possono essere attribuiti, e cioè a scivolamenti soltanto locali di zolle liassiche sopra il Giurese e la Creta.

Comunque, è ivi interessante osservare un affioramento di silicifero giurese e di strati infragiuresi che passano, non per frattura, ma per fatto eteropico al Lias inferiore; fatto che assume poi maggiore importanza ove si pensi che, precisamente a sud della chiusa di Vobarno, si presenta su ambo le sponde un forte sviluppo del medolo (Lias medio) affatto assente sotto il silicifero della Carpineta.

Il passaggio alla Riviera benacense è nettamente segnato dall'ampio e profondo avvallamento tectonico che scende al golfo di Salò, in gran parte

ostruito con morene insinuate; avvallamento che naturalmente prospetta un deflusso delle acque di Valsabbia verso la regione benacense prima dello sbarramento morenico.

Si dirà più innanzi in quale senso debba essere inteso il fatto realmente avvenuto, ora notiamo soltanto che poco a valle della chiusa di Vobarno (e cioè a valle di Pompignino) la regione si fa frammentaria. Una vera spaccatura, non ipotetica ma *provata da terebrazioni eseguite per studio di dighe e per ricerche d'acqua*, va dalla chiusa di Barghe a quella di Vobarno, e scende al golfo di Salò passando a sera dei dorsì cretacei di Gazzane e di Rucco.

Data la struttura molto complessa del pendio di Prandaglio e del monte Covolo in margine alla forte depressione benacense, la struttura frammentaria locale è ovvia conseguenza data da distacchi, ma il grande ammantamento morenico non permette di vederne che gli spuntoni.

Al monte Covolo già citato, che è il principale, aggiungeremo il colle cretaceo di S. Pietro che vi sta poco lungi a SW, il colle, pure di scaglia rossa, di S. Martino in sinistra del Chiese, (fuori del foglio e poco distante dal margine occidentale di esso), e il castello di Moscoline costituito da conglomerato pontico. Ai quali frammenti affioranti è poi da aggiungere l'altro (ad est del Covolo) costituito da un dorso di scaglia rossa verticale che alcuni scavi per ricerche d'acqua misero in evidenza a meno di due

metri sotto il terreno morenico a Bocca di Croce, formante il nocciolo della collinetta.

Il sistema di questi frammenti passa a costituire l'infrastruttura della regione morenica, riapparendo poi con le rocce terziarie sulla sponda lacustre da S. Felice e di Manerba.

Uno spostamento preglaciale determina questo sfacelo della regione marginale, salto pedemontano proveniente da Brescia, il quale, per Gavardo e Soprazocco, passa poi al bacino lacustre.

Il profondo golfo di Salò trova la sua *causa lontana* in questa frattura che non è spaccatura tectonica fin d'allora aperta, ma soltanto *zona di fratturazione* che i vari eventi colmarono fin verso la quota 200 e che all'azione idroglaciale fu poi facile scavare come zona di minima resistenza.

A Salò si inizia la Riviera che va fino a Gargnano e poco più oltre, ampia zona pedemontana a ripiani che danno il ben noto paesaggio amenissimo a contrasto con le rocce sovraincombenti alte, dirupate e biancastre.

Queste balze che, col monte Pizzocolo, superano i 1500 metri, sono date dai calcari del Giurassico e del Neocomiano che sul margine della regione dolomitica formano, col sottostante Retico, una molto accidentata flessura di raccordo con la scaglia rossa della sponda lacustre: contrasto di balze dirupate sul più ridente paesaggio.

Tre forre anguste e profonde incidono la zona pedemontana, a Barbarano, a Fasano ed a Tosco-

lano; forre che sembrano spaccature, le quali viste sullo sfondo dei rispettivi delta fluviali, crearono da secoli nella fantasia popolare leggende strane di terremoti che spaccarono i fianchi della montagna con immani irruzioni di materiali che seppellirono una certa città di Benaco.

Mere leggende, perchè le dette forre sono di erosione, e la cosiddetta città sepolta altro non è che alcuni ruderi di una villa romana, in parte sommersi lungo la spiaggia di Toscolano.

Risalendo quelle forre si vede chiaramente sezionata una struttura a strati verticali data da pieghe molto serrate che duplicano o forse triplicano lo spessore originario della scaglia rossa fino a circa due chilometri, serie di pieghe che, così disposte al piede degli strati neocomiani verticali della montagna, si presenta con i caratteri di *un scivolamento locale di strati marnosi non atti a mantenersi sull'ala della flessura in sì forte pendenza e per sì lungo tratto.*

La disposizione a gradini, a risalti ed a fosse che rendono accidentati gli altipiani così costituiti conferma l'idea del scivolamento, escludendo l'intervento di grandi fenomeni erosivi, e specie ove si consideri che sul pendio di Gargnano questi terrazzi hanno pendenza contraria al deflusso della vallata, e che, da Cecina a Bogliaco, l'altipiano di Gaino cala a ritroso verso l'ampia depressione del Golf,

separato dalla sponda lacustre per mezzo dello sperone cretaceo di S. Giorgio.

Questo sistema di strati così scivolati si estende soltanto tra Gardone e Bogliaco, e cioè lungo la zona del più regolare andamento della flessura sovrastante; cessa a Bogliaco perchè troncato dalla sponda lacustre; cessa a Gardone perchè troncato dalla frattura della valle di Sör; al di là della quale prosegue una ben diversa disposizione della scaglia sul colle di Salò, e cioè fra Gardone e Volciano.

Il paesaggio stesso rivela queste linee; e qui non è superfluo far notare che, a chi scende col battello da Gagnano a Salò, specie quando la luce è favorevole, le cose anzidette si rivelano apertamente: ben chiara è la flessura del Lias sulla grande parete del Pizzocolo, come chiaro è il contrasto fra i declivi dolci ad oliveti della scaglia rossa (a tratti arrotondati da morene), con le balze sovrastanti, bel profilo che finisce nella insenatura di Gardone ed ha sullo sfondo il colle di Salò che si avvanza ripido sul golfo.

Questo modellamento della sponda trova la sua ragione nella tectonica della montagna sovrastante, pur essa divisa in due parti discordi dalla profonda valle di Sör.

Perchè, mentre in sponda destra lo sperone della Selva Alta che cala al colle di Salò è collegato alla struttura dello sbocco della Valsabbia, ciò che sta sulla sinistra della Valle di Sör appartiene al gruppo



SISTEMA DEL PIZZOCOLO

1583 = Pizzocolo; 907 = Lavino; 868 = Castello di Gaino; 919 = Avertis;
R = Franamento preglaciale del Lias di Masolino.

speciale del Pizzocolo, vera parentesi tectonica nel sistema della Riviera.

Esula dal presente foglio la descrizione dell'intero gruppo fino al contatto con la dolomia, ma vi sono però compresi i seguenti particolari che qui brevemente si riassumono.

L'asse di corrugamento della Riviera diretto da SW a NE, si mantiene costante non soltanto lungo tutta la zona giura-cretacea verso il lago, ma pur anche nel gruppo della dolomia principale che forma la testata delle valli lungo lo spartiacque verso il Chiese.

In questo sistema regionale fa eccezione soltanto il Pizzocolo ⁽¹⁾, il cui asse è diretto invece da NW a SE, in senso quasi normale, onde avviene che entro l'angolo NW formato da questi due assi quasi normali si presenta la struttura di raccordo della parte superiore, mentre nell'angolo opposto rivolto a SE si ha quella della parte inferiore; - caratteristico inflesso ad S rappresentato nel disegno unito a chiarimento.

Il Lavino (907) si adagia blando nell'insenatura superiore, - la forra delle Camerate taglia la parte inferiore, dove la prominenza verso il lago tende a sovrapporsi al sistema della Riviera ed in parte lo deforma.

(1) È da notarsi che anche il m. Denervo, fra Gargnano e Tignale, segue la direzione del Pizzocolo unitamente alla zona dei rovesciamenti di Tignale.

Il Castello di Gaino (868) rappresenta l'estremo orientale di questo sistema locale, con evidente sovrascorrimento della Corna sul medolo e sul giurese, bruscamente tagliato dalla frattura che mette a contatto la Corna del Castello con la scaglia rossa e l'Eocene verso Navazzo.

Ciò per la parte orientale, ma non analogamente per la occidentale, perchè alla frattura della Valle di Sör, che taglia da questa parte il sistema, l'ala esterna della flessura del Lavino si stacca dalle pendici del Pirello e divergendo si sposta di circa 600 metri verso il lago. Onde si aprono a tergo i due bacini contigui di Pojano e del Buelino con evidente discordanza planimetrica con l'andamento delle formazioni coeve della sponda opposta.

Il grande scoscendimento di vecchia data (forse preglaciale) nel medolo di Masclino è conseguenza di questo distacco.

Tale è, in breve, la struttura del Pizzocolo la quale forma la nota geologica e paesistica più saliente della Riviera.

Struttura che, tanto nell'insieme quanto nei particolari, è ben lontana dal far parte di quella fronte di falda sovrascorrente che, in omaggio a principii di scuola, si vorrebbe estendere a tutto il contorno della montagna.

I fenomeni di sovrascorrimento, cospicui, ed in parte ben noti in Riviera fin dal 1891, non esistono che più arretrati, al contatto con la regione dolomitica; quivi, alla forra delle Camerate ed al Castello

di Gaiò, essi non rappresentano che un fenomeno puramente locale, perchè tutto il resto della struttura del Luvino e del luomo del Bonico non è che un evidente accordo della struttura speciale del Pizzoccolo con la regionale della Riviera, chiaramente segnata dalle balze dei calcari neocomiani decorrenti con strati quasi verticali al piede del sistema, soltanto spezzate in qualche punto di maggior spinta, non mai sottoposte a costituire substrato.

D) STRUTTURA DELLA REGIONE ORIENTALE.

Tra le principali caratteristiche del bacino benacense va notato il contrasto tra le forme assai accidentate della sponda bresciana con le regolarissime e più grandiose della veronese. Sapendo che le une e le altre sono costituite da formazioni coeve, il fatto è notevole e talvolta anche sorprendente, ma risulta poi chiaro ove si consideri che, mentre le occidentali sono costiere, in gran parte eteropiche ed in modo assai ineguale, per la loro natura, corrugate, le veronesi sono invece di mare aperto, uniformi, più potenti (anche per il forte sviluppo dei calcari a crinoidi quasi assenti sul Bresciano) e perciò a ben più grandiose linee corrugate ed in fronte.

Ne è esempio il monte Baldo dalle forme regolari quasi geometriche, al cui piede decorre, da Na-

vene a S. Vigilio, la Riviera veronese, rettilinea per la cospicua lunghezza di 27 chilometri.

Questo rettilineo orientato a NNE, parallelo alla linea delle Giudicarie, costituisce la direttrice del sistema, ma volgendo verso sud, si è tosto di fronte a strutture assai complesse e finora non ben conosciute che richiedono un esame almeno sommario.

Fin dai primi studi del NICOLIS (1882), è noto che il monte Baldo, tutto costituito da formazioni che vanno dalla dolomia retica al miocene, consta di due parti diversamente conformate: quella verso il lago, data da zolle grandiose a strati regolarmente salienti dalla sponda fino alle cime dolomitiche dirupate, l'altra verso l'Adige a blanda sinclinale che, come prosecuzione del tavolato dei Lessini che vi sta di fronte, si affianca alla prima a livello di molto inferiore, ivi abbassata da una frattura o piega faglia.

Tale è il Baldo considerato orograficamente; ma dal punto di vista geologico, la profonda forra dell'Adige, di tanta importanza nella idrografia e nella storia dei popoli, è soltanto accidentalità locale nel più vasto complesso delle linee tectoniche a cui si deve il sistema montuoso.

Qualunque possa essere il nostro concetto sul significato e sull'origine della frattura longitudinale che divide in due parti il monte Baldo, essa ci si presenta come la netta linea di separazione tra la sconvolta regione del lago di Garda e quella ben diversa degli altipiani veronesi.

Onde il vero Baldo, geologicamente considerato, sarebbe caratterizzato dalla sola parte occidentale e potrebbe definirsi come una grande anticlinale spezzata che, sollevata fino oltre 2000 metri, forma la sponda orientale del bacino benacense ed è insieme una grande barriera che chiude a ponente gli altipiani veronesi (1).

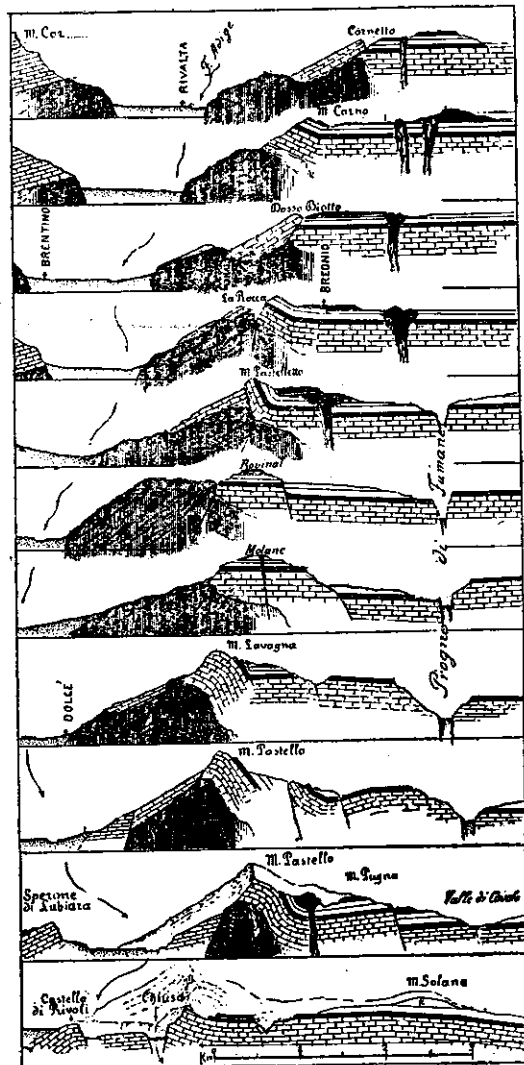
Barriera e sponda che nettamente si tronca sulla linea SW-NE, dal Capo di S. Vigilio a Caprino, mentre lago ed altipiani per oltre 10 chilometri proseguono più a sud verso la pianura.

La forra dell'Adige si apre negli altipiani con i caratteri di spaccatura dovuta al sollevamento; spaccatura dalle alte pareti scalariformi che, a prima vista, darebbero l'idea di una suggestiva corrispondenza stratigrafica tra l'una e l'altra sponda.

Ma tale non è precisamente il fatto: la corrispondenza esiste in massima, ma soltanto negli orizzonti superiori al Lias.

Dogger, Giura, Creta ed Eocene si corrispondono con una certa regolarità sul ciglio delle due pareti di fronte, ma ciò non avviene nell'ambito dei calcari grigi del Lias, perchè, precisamente alla valle che risale la sponda sinistra da Dolcè alla malga di Molane, i detti calcari formanti l'alta e ripida parete del monte Pastello cedono il posto ad una dolomia

(1) Anticlinale squarciata dalla dolomia delle cime maggiori.



PROFILI DELLA SPONDA SINISTRA DELL'ADIGE

Le parti tratteggiate indicano la dolomia; — la linea grossa in nero rappresenta il Titoniano.

subsaccaroide che, in masse non regolari, si porta sulla quota 800, ivi coperta direttamente dai calcari del Dogger, e fino oltre Peri forma la sponda sinistra.

Si assiste perciò alla quasi improvvisa scomparsa dei calcari liassici che nella regione circostante hanno tanta importanza per il loro ingente spessore, *calcari che scompaiono per l'intervento anormale della dolomia che come massa eterogenea si presenta con evidente ripercussione sulla tectonica locale.*

In questa regione a stratificazioni tanto regolari, il fatto assume un significato notevole, e specie ove si consideri che tanto nella alta valle dell'Illasi, quanto nella stessa valle dell'Adige, a monte della Cima d'Aquiglio, la detta dolomia non è che la base sulla quale si deposita regolarmente e con forte sviluppo tutta la formazione del Lias che poi prosegue negli strati superiori della serie.

La scomparsa del Lias alla valle di Dolcè è dovuta ad originario eteropismo locale, non a cause tectoniche; e ciò si rende evidente alla testata della valle stessa, sotto Molane; come pure risulta da tutti i particolari del ciglio degli altipiani da Molane fin oltre Breonio; *cigli accidentali lungo i quali si vedono zolle di calcari del Dogger staccate e direttamente posanti sugli speroni dolomitici.*

Tenendo presenti questi fatti, consideriamo nel loro insieme gli altipiani veronesi, accostando al

nostro foglio « PESCHIERA » quello di « VERONA » rilevato dal FABIANI.

Risulterà chiaro che il regolarissimo andamento delle formazioni suborizzontali affioranti a sera dei basalti dell'Alpone si estende con varianti soltanto di poca importanza fino al Progno di Fumane, forra rettilinea e profonda che è frattura parallela alla linea del Baldo e confine tectonico che, senza strutture di transizione, tronca il tavolato a banchi regolari per cedere il posto ad un complicato sistema di fratture e di zolle sopraelevate che si affacciano alla forra dell'Adige.

Caratteristica regione dove i monti Pastello e Pastelletto, portati dalla dolomia, culminano sul ciglio, levando (con l'ala orientale di una serrata anticlinale) il Giurese oltre i mille metri, troncati da balze verso l'Adige.

Tra queste prominenze e la linea di Fumane, è tutto un sistema di zolle che si assestano sul declivio, distinte e spesso discordi per le fratture, *sistema che non è ivi localizzato ma si estende anche in destra dell'Adige*, nella parte sud-orientale del Baldo, con altre zolle spostate che ne sono un evidente completamento. Il monte Cor e lo sperone che scende dagli Spiazzi a Lubiara sono tra queste, ed in relazione a questo sistema è pure l'ampio scoscendimento nelle cui balze trovò posto il Santuario della Madonna della Corona.

Poi, proseguendo verso nord, queste forti acci-

dentalità diminuiscono d'importanza fino a sparire, lasciando la sola forra.

Non è quindi la grande ruga del Baldo che porta come effetto secondario le dislocazioni anzidette.

Esse avvennero come effetto di un sollevamento postpliocenico che colpì la regione, nel quale fenomeno la forma irregolare della sottostante dolomia ebbe molta parte nel determinare le modalità locali del sollevamento delle varie zolle.

Sul lungo sviluppo di 15 chilometri che presenta il crinale del monte Baldo, dalla Bocca di Navene alla cima di Nàole, *cinque sono costituiti da cime dolomitiche più alte e più dirupate*; il resto che sta in parte a nord ed in parte a sud di queste cime maggiori non è che inviluppo di strati giuresi foggiano ad anticlinale più o meno regolare o fratturata.

Esula dal presente lavoro il considerare il fenomeno grandioso del Baldo, ma ne è opportuno un breve cenno per la più facile comprensione della parte meridionale da illustrare.

Questa si riferisce alla parte che sta a sud dell'affioramento dolomitico, e cioè a quella che dalla cima di Naole (1660) va regolarmente declinando verso sud fino alle balze di Caprino che la troncano.

Verso il lago, tutta la falda è a strati regolarmente inclinati in prosecuzione di quelli della parte centrale, ma volgendo verso sud, si ha piuttosto un complesso di zolle che riescono ben più comprensibili dall'unito schizzo planimetrico che da ogni descrizione.

Una frattura, che diremo di Nàole, parte dalla Bocca del Col Santo (1993) dove è l'estremo sud dell'affioramento dolomitico e seguendo a mattina il crinale, scende a Gaon di Caprino, dove è una cospicua sorgente; frattura che spezza il vertice dell'anticlinale mentre altre fratture di minore importanza staccano ad est una grande zolla che scivola verso Pradonego ed a SW una zolla minore, alla Val de Bin, che scivola verso i Lumini.

Struttura frammentaria che si tronca nettamente al vallone dei Lumini e riprende poi con i monti Risare e Belpo al di là di esso, scendendo più accidentata verso la punta di S. Vigilio, come prominenza triangolare. (*vedasi la tavola 1^a alla fine del volume*).

E qui è necessario mettere in luce alcuni fatti importanti:

1. - Il declivio verso il lago di questa prominenza si presenta come una semplice continuazione della falda inclinata della montagna senza intervento di speciali accidentalità.

2. - A sud di S. Zeno di Montagna, questa lunga zolla di strati inclinati prosegue nella direzione generale del sistema, *formando uno sperone che si isola come una diga, mentre ad oriente avviene un affondamento locale che dà luogo al bacino del Tesino sboccante a Garda*.

Bacino nel quale si poterono salvare dall'erosione gli strati giuresi, cretacei ed eocenici, più in alto completamente abrasi fino ai calcari a crinoidi.

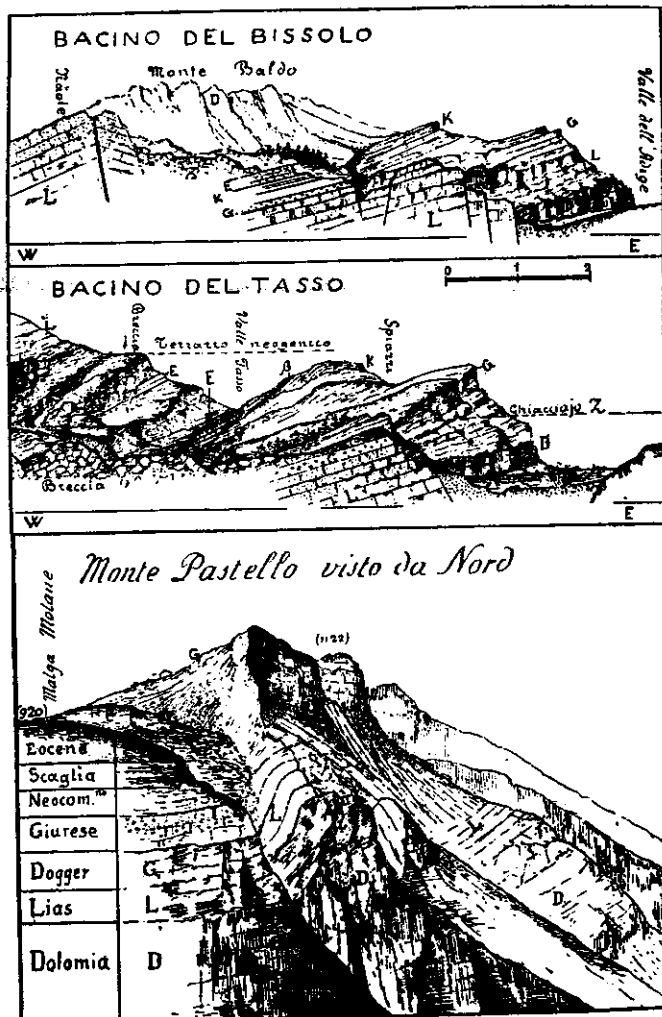
Il monte Belpo (884) che sta sopra Pesina è un dorso tondeggiante che rappresenta il raccordo tra le formazioni del Tesino con quelle pedemontane di Caprino.

Una valletta di erosione che si apre nel dorso sopra S. Verolo mette in speciale evidenza questo passaggio, e da tale punto si delinea nettamente quella piega-faglia che visibilmente tronca il Baldo a mezzodì: bella piega formata dagli strati a crinoidi che si immergono sotto il Titoniano e la Creta di una zona pedemontana a strati verticali con tendenza al sovrascorrimento.

Tale piega-faglia è l'inizio di quella principale che poi prosegue da Caprino fino alla Ferrara e più oltre; spezzata allo sbocco del vallone dei Lumini da una speciale accidentalità ben visibile nel disegno allegato. (Zolla eocenica sopra Rubiana).

3. - Una massa grandiosa di breccia locale ciruisce, sopra una fronte di oltre 10 chilometri, tutta la prominenza meridionale del Baldo, partendo dal vallone dei Lumini e per Gaon, Vilmezzano e Pradònego, mettendo capo alla Ferrara, con spessori che ad oriente superano i 200 metri e con tali ampiezze da formare gli altipiani di Pradònego, di Ime, di Valfredda ed altri.

Breccia sintectonica che non è detrito di falda post-glaciale cementato, ma di varia mole (dal pietrisco minuto ai macigni enormi) formatasi all'atto del corrugamento per lo sfacelo delle pieghe superficiali. E perciò non quaternaria, ma corrispondente



ad un indeterminato e forse indeterminabile piano neogenico.

4. - Gli altipiani costituiti da questa breccia appartengono perciò al modellamento neogenico; e così troncati sulle quote tra la 800 e la 1200, stanno come visibili capisaldi dell'originario modellamento, a contrasto col modellamento neozoico così diverso per erosioni ed affondamenti.

5. - Nello spazio che resta tra l'Adige ed il lago, a sud di Caprino, è importante il fatto ben noto di alcuni frammenti semisepoliti dalle deiezioni formanti l'altipiano diluviale.

La rocca di Garda ed il monte Moscalli visibili dal lago sono tra i più notevoli e non facilmente collegabili con le rispettive parti montuose dalle quali si staccarono.

Appartengono invece al monte Pastello il Castello di Rivoli ed il monte Mesa che formano la sponda destra della chiusa di Ceraino. Cospicuo insieme che rappresenta le sporgenze di una regione affondata.

Siamo quindi innanzi ad una regione di tipici spostamenti, per lo studio della quale si hanno fatti abbastanza chiari e cioè:

— il terrazzo neogenico formato dalla breccia di Pradònego, in gran parte spostata,

— le sabbie di un Adige interglaciale esistenti sotto le morene di Bardolino e del Mincio,

— il conglomerato di S. Ambrogio che si trova lungo la salita da questo abitato verso la Val Verde

e più oltre fin verso la quota 250, e cioè a circa 150 metri sopra l'Adige attuale, ed il piccolo monte Poia, che sopra Domegliara si vede staccato dal fianco della montagna ma non affondato.

Più ad oriente si apre la Val Policella formata dagli sbocchi interriti dei bacini locali tra S. Ambrogio e Parona.

Il fatto del vasto interrimento è causato dalle alluvioni dell'Adige che sopraelevarono gli sbocchi in seguito alla deviazione dell'Adige verso Verona, avvenuta con la formazione delle cerchie moreniche che ostruirono il deflusso originario verso Peschiera.

E' quindi evidente che, nel Neozoico antico, i bacini della Val Policella sboccavano a quota assai più bassa che favoriva la loro erosione.

I lunghi speroni eocenici che ora si protendono fino all'Adige attestano la vasta estensione di questi declivi verso sud.

E) FORMAZIONI NEOGENICHE.

Parte integrante dello studio geomorfologico può considerarsi quella che esamina come e dove le deiezioni dei bacini originari costituirono le prime conoidi.

La vastità dell'apparato benacense, assai ampliata dalle deiezioni fluvio-glaciali dell'Adige e del Chiese che l'accompagnano ai lati, toglie allo sboc-

co il vantaggio di quegli affioramenti di terreni neogenici tanto estesi ed interessanti allo sbocco del Lario e del Verbano. Si salva soltanto il lembo miocenico che sta sul colle di Salò, dove il conglomerato pontico in grandi banchi, si presenta sopra la scaglia rossa dalla quota 400 in su, fatto evidente nel paesaggio stesso.

Scrisse il PENCK che questo conglomerato posa come cuffia sul Pliocene locale, (Die Alpen im Eiszeitalter, pag. 873 - 883 e 909) traendo conseguenze iperboliche conformi a quella scuola ma in aperto disaccordo con tutto il complesso dei fatti e delle più ovvie deduzioni; e perciò è necessario precisare.

Il conglomerato del colle di Salò *non sta sopra ma sotto il pliocene*, come risulta da ognuno dei lembi che affiorano lassù; ed è quindi pontico e non villafranchiano. E se al valico del colle può sembrare il contrario, spiegando l'errore del PENCK, ciò si deve ad un piccolo sovrascorrimento affatto locale.

Il conglomerato contiene soltanto elementi liassici e triassici di Valsabbia, non i paleozoici del Caffaro e delle Giudicarie, ed attesta un'erosione retrograda del bacino.

Il Pliocene vi sovrasta in vari lembi staccati da prominenze del conglomerato dovute a fratture, ed è sopra tutto da notare che *nelle sabbie che formano gli strati più alti presso il valico, si trovano ciottoli con sovrastanti ghiaie*. E queste soltanto potrebbero attribuirsi al Villafranchiano.

Il complesso di questi fatti è importante e pre-

zioso documento per lo studio sempre difficile del passaggio dal neogene al neozoico.

Non è compito di queste Note il prospettarlo; è però necessario indicare un altro giacimento cospicuo del conglomerato sullo sperone più a nord alla Corna Busarola, un terzo al Castello di Moscoline, semicoperto dalle morene ferrettizzate, ed altri scoperti dal BONOMINI presso Odolo (a NW di Vobarno) e nella valletta di Coglio; frammenti dispersi di un'unica conoide pontica continentale cementata.

Cospicuo interrimento allo sbocco della Valsabbia che fu in parte sommerso dall'ingressione del mare pliocenico, del quale qui si precisa un tratto di spiaggia.

Al pari della breccia del monte Baldo, questo conglomerato venne infranto ed in parte sollevato nel preglaciale, per cui i residui pensili stanno su ambo le sponde del lago come preziosi documenti di quelle *pliocenische Gesimse* del PENCK, nel vero senso considerate.

Un enorme macigno calcareo di corna liassica sta verso la quota 560 presso la cima occidentale del colle di Salò, macigno sovrapposto ed affatto estraneo al conglomerato sul quale posa.

Si nota il fatto, a prima vista sorprendente, ma che riesce poi comprensibile ove si tenga conto dei molti affioramenti di tale roccia a brevi distanze nei dintorni ed a quote più alte.

Il Pliocene noto finora è quello dei ripiani di S. Bartolomeo e di Gardoncello, sul colle di Salò; ma a questi affioramenti vanno aggiunti altri da poco constatati sul versante verso il lago e lungo la sponda da Salò a Barbarano, lembi franati, semicoperti da depositi glaciali, ed a prima vista somiglianti a quelle fanghiglie pure glaciali che abbondano nella conca di Volciano ed a questo declivio si avvicinano.

A tali depositi pliocenici si deve l'instabilità di molta parte del pendio sopra Salò e la frana di Barbarano, depositi tutti sconvolti dal franamento, i quali, a Barbarano, si vedono a contatto con i conglomerati interglaciali di Gardone.

Passaggio alle formazioni neozoiche.

E' certo che, per un spostamento preglaciale, la regione pedemontana da Brescia a Salò e da Garda all'Adige per Caprino e Dolcè si trovò abbassata di circa 400 metri in confronto della montagna.

A questo spostamento si devono le strutture frammentarie più sopra descritte e la netta divisione di ambo i territori (bresciano e veronese) in due parti inconfondibili: quella sollevata con avanzi neogenici pensili, l'altra di contorno, con i detti frammenti semisepolti dalle invasioni glaciali.

La distinzione è chiara dal punto di vista morfologico, non però altrettanto nei riguardi dei feno-

meni glaciali, perchè avviene che *molti ciottoli paleozoici si trovano dispersi a forti altezze sopra le più alte morene e su regioni non glacializzate.*

Il fatto attesta che ciò avvenne prima dello spostamento, e cioè quando le attuali valli ancora non esistevano o stavano iniziandosi e ben più alto era il livello di base dell'erosione; il che è confermato dai ciottoli nel pliocene del colle di Salò.

Lo spostamento pedemontano non precede quindi ma segue la prima dispersione di erratici, dovuta ad un ghiaccio continentale (Inlandsis).

Tali erratici si rinvengono sugli altipiani di Serle di fronte alla Valsabbia, e specie sulle pendici orientali del monte Baldo fino alla quota 900 ed anche più in alto, al dire di alcuni.

I quali fatti, pur tanto importanti, non autorizzano finora a pensare ad una distinta glaciazione anteriore alla prima del PENCK, perchè sono *quivi* tanto legati agli altri dello spostamento da poter pensare alla probabilità che il fenomeno tectonico si sia verificato durante la stessa espansione X.

E questo si prospetta perchè lungo il Chiese, dove appunto affiorano le formazioni X, queste, come vedremo più innanzi, presentano alla base una breccia calcarea dove il PENCK afferma aver trovato pezzi striati, breccia ad elementi di varia mole fino ai macigni enormi, la quale deriverebbe dallo sfacelo delle rocce infrante nello spostamento, ed insieme sarebbe (secondo il PENCK) un deposito glaciale.

Il grande macigno calcarea che già vedemmo

sul colle di Salò, sulla quota 560, identico a quelli dispersi lungo il Chiese, sarebbe molto significativo.

Parte dei ruderi derivanti dalle fratture sarebbe perciò rimasta sulle parti sollevate come avvenne degli erratici paleozoici - mentre la maggiore congerie di questi, convogliata nelle valli allora apertisi, avrebbe costituito il deposito X del Chiese che sta sopra la breccia calcare, seguito poi da cospicue deiezioni torrentizie sboccanti dalle nuove valli.

Conglomerato di S. Ambrogio.

Il conglomerato si trova alla Grola lungo la salita da S. Ambrogio Valpolicella alla Val Verde e più sopra, fino alla quota 350, e quindi a circa 250 metri sopra l'Adige attuale.

Trattasi di una puddinga ad elementi esclusivamente locali che il PENCK dice villafranchiana e tale può essere realmente; giacimento che trovasi lungo la strada, si appiccica al Giurese del dosso Montego, ed oltrepassata la Val Verde, prosegue più in alto passando ad un'arenaria gialliccia.

Il deposito è spezzato dalla frattura stessa della Val Verde, e così posto lungo declivi che fiancheggiano l'Adige, *sta a rappresentare le deiezioni di un bacino locale affatto distinto da quello dell'Adige; bacino la cui sponda occidentale sarebbe affondata, ed ora rappresentata dai frammenti della chiusa di Ceraino.*

Vanno però notati pochi ciottoli porfirici che si

trovarono nella puddinga calcare: tre o quattro soltanto dopo un attento esame.

Ma il limitatissimo numero, più che ad alluvioni dell'Adige (che ben più ne avrebbero dati) è attribuibile ai primi erratici, tanto frequenti negli altipiani del Baldo.

F) L'ANFITEATRO MORENICO.

Generalità.

Venne notato che per vedere i laghi lombardi bisogna risalire la pianura e penetrare nei rispettivi ambienti accidentati di colline che quasi ne rinchiodano gli sbocchi, mentre il Benaco è inevitabile a chi percorre la grande via pedemontana.

Questa, che non vede quei laghi nè tampoco le loro cerchie moreniche, deve girare il nostro attraversando il dedalo delle sue colline che non stanno in testa alla pianura ma la invadono, cingendo il più grande lago col suo grande anfiteatro.

La quota molto bassa del Benaco (65) in confronto di quelle si poco diverse dei tre di Lombardia (Verbano=193 — Lario=199 — Sebino=185) è la ragione principale di questa differenza; ma precisamente considerando tale fatto, emerge poi l'altra caratteristica notevole, e cioè dei due fiumi — Chiese ed Adige — i quali scorrono a forti altezze sul lago ed in vicinanza delle sue sponde, non captati ma respinti dal sistema delle morene.

Il quale, con le forme di vero anfiteatro, si avvanza integro e regolare, *a contrasto con gli altri sistemi* e specie del Ticino e dell'Adda ai quali più converrebbe il nome di regioni moreniche che di veri anfiteatri.

Regioni moreniche attraversate dai fiumi delle rispettive vallate, mentre nel sistema benacense, *l'Adige, il quale scende dal grande bacino glaciale che diede l'anfiteatro, ha corso laterale*; onde si verifica questo altro fatto pur degno di nota: *che mentre nei bacini idrografici del Ticino, dell'Adda e dell'Oglio, il rapporto tra l'area del lago e quella del relativo bacino imbrifero è di 1 a 30 - 1 a 32, nel lago di Garda, ampio di 365 chilometri quadrati, con un bacino di 2000 soltanto, tale rapporto scende a 6.*

Per cui questo lago ha il massimo potere regolatore ed il Mincio le minori escursioni di portata.

E mentre gli altri laghi si presentano come vere continuazioni delle rispettive vallate in tanta parte interrite, il Benaco non ha a monte che il piano da Riva ad Arco, già in gran parte occupato dal monte Brione; piccolo interrimento se si confronti col vasto della Valcamonica o col più vasto della Valtellina.

Importanti caratteristiche tectoniche differenziano pure questo ambiente dagli altri lacustri; onde il paesaggio benacense, nel quale tutti questi elementi più o meno visibilmente si trasfondono, assume quella fisionomia propria che, delineata sullo sfondo della grandiosità, a tutti è dato sentire ma è arduo sot-

toporre all'analisi scientifica per la grande complessità dei fatti.

L'anfiteatro benacense deriva dal sistema glaciale dell'Adige, al quale apparteneva un bacino di 14000 chilometri quadrati, compreso l'attuale del lago di Garda.

Fusione che avveniva nei dintorni di Trento, dove con alveo allora più alto, lo spartiacque era meno accentuato e la grande vallata dell'Adige proseguiva ampia verso il lago di Garda, mentre assai meno ampia si presentava al ghiacciaio la forra dell'Adige, tra il Baldo ed i Lessini.

A Trento era quindi una defluenza con un riparto disuguale di deflusso glaciale, di cui si può avere un'idea approssimativa dagli apparati morenici che stanno ai rispettivi sbocchi, quello di Rivoli che sta allo sbocco dell'Adige misurante nove chilometri di contorno esterno, quello del Garda con 80 chilometri.

Idea soltanto approssimativa, ed in base al solo fatto delle morene, perchè ove a queste si aggiungessero le deiezioni fluvio-glaciali, la sproporzione dei rispettivi deflussi si invertirebbe, predominando queste nel sistema dell'Adige in confronto di quelle dipendenti esclusivamente dal ramo benacense.

Il che è ovvio ove si consideri che la diga di Terlago, validissimo ostacolo alle acque sottoscor-

renti, in gran parte le captava verso la forra, mentre il ghiacciaio che ivi superava la quota 1500, sfiorava sul detto spartiacque, poco influenzato dal piccolo rialzo del fondo.

Questo fatto della diffuenza di Trento, *la quale assegnava al Benaco più ghiacci che acque - ed all'Adige più acque che ghiacci*, è pregiudiziale nello sviluppo dei fenomeni che vedremo sulle rispettive fronti.

Onde, tra le caratteristiche dell'anfiteatro benacense che tanto lo distinguono dagli altri, questa pure va notata, *di un minimo sviluppo di inerenti deiezioni fluvioglaciali*. Poichè, se queste sulla sponda destra giungono fin quasi a Brescia e sulla sinistra oltrepassano Verona, è chiaro che ai rispettivi fiumi Chiese ed Adige sono da ascrivere, non alle proprie dell'anfiteatro.

Il quale tra le due grandi conoidi si avanza *con assoluta predominanza di morene accompagnate da soli coni di transizione, brevi o brevissimi*.

Sui 18 chilometri che da Castiglione al Mincio costituiscono la fronte meridionale, soltanto di sei chilometri si stende la campagna ghiaiosa a mezzodì delle morene di Solferino, di tre sotto Cavriana, e di poche centinaia di metri alla prominenza di Volta Mantovana, dove le morene, quasi senza cono di transizione, si vedono depositate sulla pianura antica cretosa.

Fatto che assume importanza e significato ove si consideri che sulla fronte degli altri anfiteatri, le

deiezioni fluvioglaciali si stendono a valle per decine di chilometri, costituendo gran parte dell'alto agro lombardo.

E' da notare che l'anfiteatro morenico di cui qui si parla è il maggiore, costituito da formazioni del Neozoico recente, delimitato dalla grande cerchia che da Salò per Lonato, Solferino, Custoza, Sommacampagna e Caprino, presenta il cospicuo sviluppo di 80 chilometri. Le formazioni appartenenti al Neozoico antico hanno pure gran parte nella costituzione dell'apparato glaciale, occupando la parte occidentale; esse sono contigue ed in parte sottoposte alla cerchia maggiore più recente lungo il tratto dai Tormini a Carzago; ma a questo punto il sistema si divide: e mentre la cerchia maggiore prosegue in direzione NS fino a Lonato, la cerchia antica, in direzione di SSW, parallela all'asse del lago, segue il corso del Chiese fino a Carpenedolo, dove si tronca.

Tra questa e quella, si inizia quindi un piano diluviale ghiaioso che da Carzago scende ampliandosi verso Lonato, e più sotto fondendosi con quello del Chiese.

Nel foglio « PESCHIERA » figura solo in piccola parte tale formazione del Neozoico antico, perchè il resto passa sul foglio « BRESCIA »; ma a questa mancanza, che nuocerebbe alla comprensione di fatti importanti troppo connessi con la descrizione gene-

rale, si provvede con la compilazione della tavola annessa che integra la rappresentazione, ed all'uno ed all'altro foglio è necessaria. E specie per mettere in evidenza quanto sia inesatto il fare delle une e delle altre cerchi un solo sistema. Ciò nuoce dallo stesso punto di vista morfologico perchè il ramo antico è aberrante, troppo si stacca ed in parte è sommerso; ed ancor più dal punto di vista geologico, perchè vedremo più innanzi quale significato possano avere tale distacco e tali forme diverse nella stessa storia dell'anfiteatro e del lago.

Periodi glaciali.

E qui, prima di procedere all'esame di altri fatti, è necessario esporre la discussa questione delle formazioni neozoiche, le quali, attraverso il corso di oltre mezzo secolo di osservazioni, furono in modo tanto diverso considerate.

E' noto come nei lavori dello STOPPANI e del PAGLIA, non si parla che di una sola invasione glaciale; soltanto che, mentre lo STOPPANI considerava le morene deposte in mare e quindi senza alcun deposito ipomorenico importante, il PAGLIA apertamente dichiarava e rappresentava con profili una formazione diluviale precedente e che quindi stava sotto le morene, avvicinandosi così alle idee di GASTALDI, del MORTILLET e di altri.

Poi, dopo gli studi del HEER, sulle formazioni svizzere e del TARAMELLI sulle zone ferrettizzate lom-

barde, si affacciò, sebbene molto discussa, la questione di due distinte invasioni, rese evidenti da depositi interglaciali.

Quando, nel 1882, venne alla luce l'importante lavoro del PENCK - « *Die Vergletscherung der Deutschen Alpen* » nel quale l'autore dimostrava che, in seguito agli studi da lui fatti sulle formazioni glaciali della Baviera, risultavano evidenti tre distinte glaciazioni; idea che in Italia non ebbe seguaci perchè parve fondata su troppo speciose e non convincenti argomentazioni.

Altrove però ne ebbe, tra i quali il BRÜCKNER ed il DU PASQUIER; onde allo scopo di dimostrare ai glacialisti la fondatezza di tali vedute, venne da questi tre organizzata una spedizione lungo il versante italiano delle Alpi, dove erano pure evidenti analoghi fenomeni.

La visita alle morene benacensi avvenne nel settembre 1894, ed in quell'occasione venne distribuito agli intervenuti una Guida (*Le Systeme glaciaire des Alpes*) a firma dei tre citati glacialisti, corredata dai necessari schizzi.

La nuova concezione si fondava sopra il diverso aspetto che le morene presentavano nello stesso anfiteatro: avendo essi osservato che alcune erano fresche quasi come le odierne, altre erano invece assai alterate, e cioè ferrettizzate e decalcificate; ai quali fenomeni di superficie corrispondeva una cementazione più o meno forte della massa sottostante, con

frequenti conglomerati indicanti una maggiore antichità.

E sotto queste morene alterate stavano altri depositi glaciali ancor più ferrettizzati e cementati.

Alla quale differenza di aspetto e di compagine che sarebbe stata, per sè sola, sufficiente a fare una distinzione, si aggiungeva poi il fatto stratigrafico di alcune evidenti sovrapposizioni, in modo da non poter sfuggire all'idea di una vera serie di depositi glaciali che si alternavano con altri *interglaciali* indicanti ritirate del ghiacciaio dalla regione, e successivi ritorni.

In quella Guida del 1894, le tre formazioni glaciali erano contrassegnate con X, Y, Z; e nella regione benacense, X era dato *dalle breccie calcari e dai conglomerati ferrettizzati del Chiese*; Y *dalle sovrastanti morene ferrettizzate di Moscoline, Calvagese e Bedizzole*, e dall'arco esterno semisepolto di Calcinato, Montichiari, Carpenedolo; e Z *era tutta la cerchia principale dell'anfiteatro*.

In seguito a questo cambiamento di idee che veniva dal nord, i geologi italiani furono alquanto disorientati. Che c'era di positivo in tutto ciò? E quindi fu necessaria una revisione.

Il TARAMELLI allora la promosse, e nel marzo 1895, il Bollettino del R. Comitato Geologico di Roma dava alle stampe una interessante memoria

« *Sui terreni quaternari della Valle di Po* » redatta dall'Ing. Prof. AUGUSTO STELLA.

In tale lavoro si ammettevano *due distinte glaciazioni* con interposta formazione interglaciale, per cui il quaternario veniva dall'Autore diviso in tre periodi:

Diluvium superiore o recente con espansioni in doppia fase.

Diluvium medio, interglaciale.

Diluvium inferiore o antico con espansione glaciale.

Poco dopo questa pubblicazione italiana (1895), venne alla luce un nuovo lavoro del PENCK « *Die vierte Eiszeit im Bereiche der Alpen* » (Wien 1899), nel quale si prospettava una quarta glaciazione; lavoro a cui più tardi fece seguito l'opera « *Die Alpen im Eiszeitalter* » di A. PENCK e E. BRUCKNER (Leipzig 1901-1909), ponderoso lavoro che è preziosa raccolta di elementi sul Neozoico alpino e revisione di ogni parte già studiata, in base al nuovo concetto delle quattro glaciazioni.

In quel libro comparvero per la prima volta i quattro nomi oggi ben noti: *Günz, Mindel, Riss e Würm*, per indicare le rispettive glaciazioni.

In questa grande revisione del Neozoico alpino trova il suo posto il sistema glaciale del lago di Garda; e quindi l'Autore, che ivi aveva distinto tutte quelle formazioni nei tre periodi X, Y, Z, si

trovò nella necessità di sdoppiarne uno per far posto al nuovo venuto; e sdoppiò il primo.

E perciò (nel sistema benacense) il suo X si sdoppiò in Günz e Mindel, il suo Y fu il Riss, il suo Z fu il Würm; onde fu Riss l'arco di Montichiari e e Würm tutta la grande cerchia morenica.

E lo schizzo che rappresentava questa divisione venne poi riprodotto in molti testi (vedasi ad es. HAUG - *Traité de geologie*, pag. 1852), schizzo che, data l'autorità del PENCK, fu e sarà per molti anni ancora la rappresentazione ufficiale dell'apparato benacense.

Comunque, i quattro termini di Günz, Mindel, Riss e Würm passarono nel campo degli studi sul Neozoico alpino, e fu quindi attiva ricerca delle più probabili corrispondenze di ciascuno di questi alle formazioni locali, ed un discutere se i quattro periodi esistessero realmente oppure se si trattasse semplicemente di fasi.

C'era insomma, e specie da noi, una certa diffidenza, ed un prudentiale riserbo nell'accogliere i quattro periodi; il che era giusto, perchè questi non erano dovunque tutti evidenti, e specie nel Veneto dove, al massimo, se ne trovavano due con chiara evidenza, ed un terzo di dubbia esistenza; mentre il BRÜCKNER, nella valle del Soligo, distingueva quattro terrazze corrispondenti ai quattro periodi.

E perciò il Dr. FERUGLIO, competente studioso e rilevatore di quelle regioni, allo scopo di veder chiaro in questa importante questione, volle visitare le

morene benacensi, esaminando innanzitutto quali fossero le ragioni che indussero il PENCK a sdoppiare la sua prima glaciazione X. (1)

I suoi risultati furono giustamente negativi e perciò egli ne trasse la conclusione che le glaciazioni benacensi erano soltanto tre. Per cui, non essendo sdoppiabile la X, come si sarebbe applicata alle morene benacensi la quadruplicata nomenclatura?

Quale periodo mancava, oppure ci era sfuggito?

Si era appunto in tali incertezze allorché il Prof. GIORGIO DAL PIAZ mi incaricava del rilevamento dell'anfiteatro morenico del lago di Garda e dell'Adige, rilevamento che doveva essere sommatamente oggettivo in modo da poter addivenire ad una conclusione.

Avendo già, prima del 1900, visitato in compagnia dello stesso PENCK le principali plaghe dell'anfiteatro, io aveva visto che le prove delle tre formazioni erano indiscutibili, ma restava la questione della quarta presentatasi dopo; la quale, non potendo trovar posto nello sdoppiamento della prima, doveva cercarsi in quello di altre.

Già prima del 1900, io avevo osservato nei dintorni di Desenzano una palese differenza fra i terreni della cerchia Lonato - Esenta e quelli di al-

(1) Lavoro pubblicato nel *Giornale di Geologia. Annali del Museo Geologico di Bologna* Vol. 4, 1929.

cune colline interne, come a Peschiera, a S. Martino, a Padenghe, ecc.; e perciò, quando si parlò di una quarta formazione, non solo la credetti ammissibile, ma fu per me spontaneo il cercarla nello sdoppiamento della Z del PENCK piuttosto che nella X, da me riconosciuta da tempo inscindibile.

Il lavoro fu lungo e difficile, perchè trattandosi dei periodi più recenti, non mi erano sempre di guida quegli strati di ferretto che in modo sì evidente distinguono i due primi periodi.

La differenza d'aspetto già prima riconosciuta tra le grandi masse Z, mi risultava sempre più evidente e tale da imporre una distinzione, ma poi volendo procedere alla necessaria delimitazione, non si trovavano che sfumature, e fatti non chiari i quali potevano essere diversamente interpretati.

Si doveva tener conto dell'inevitabile *dilavamento che denudò le cime dei colli ed accumulò il ferretto nelle sottostanti depressioni;*

del rimestamento che molte masse avevano subito col sopraggiungere dell'ultimo ghiacciaio;
dell'effetto delle correnti di disgelo che su lunghi tratti erosero pendici lasciando scoperti materiali non ferrettizzati;

di molti fatti insomma che rendevano assai complessa la discriminazione.

Per cui fu evidente la necessità di *non basarsi soltanto sul fatto della diversa ferrettizzazione*, e di esaminare se e quali altri fatti discriminanti potes-

sero venire in aiuto; fatti che nel corso degli studi non tardarono ad emergere e sono i seguenti:

1. - Le sovrapposizioni non dubbie dell'uno su l'altro materiale, che in più luoghi vennero constatate.

2. - La costituzione petrografica caratteristica dell'uno e dell'altro deposito.

3. - Le caratteristiche morfologiche dei singoli depositi e dell'insieme.

4. - Gli effetti del terrazzamento prodotti dalle acque di disgelo dell'ultimo ghiacciaio sulle masse del penultimo, entro le quali si espanse il ghiacciaio sopraggiungente.

5. - Le tracce di un Benaco interglaciale Z W.

6. - La maggiore razionalità delle interpretazioni dell'intero sistema glaciale Adige-Garda, che risulta dall'ammettere quattro periodi in luogo di tre soltanto.

Tali furono i criteri di massima del rilevamento della regione morenica, e perciò, se si venne alla conclusione dei quattro periodi, ciò non fu soltanto in base al criterio della ferrettizzazione che tante volte ci manca od è dubbio, ma per un complesso di fatti di natura diversa cospiranti all'unica conclusione.

In seno alla grande formazione che, nel 1894, il PENCK designava con Z e che fu poi il suo Würm del 1909, esistono perciò non soltanto terreni di natura diversa che bisogna tener distinti, ma pur anche fenomeni cospicui di terrazzamento finora non ben noti, e le tracce di un Benaco interglaciale.

Dai quali fatti emerge una visione dell'anfiteatro alquanto diversa da quella che fino ad oggi si ebbe, visione nella quale il molto maggior numero dei fatti accertati non complica la questione bensì la chiarisce, ampliando soprattutto il campo della idrografia e mettendo in luce alcuni fatti endogeni.

In queste note, le quattro formazioni rilevate non sono indicate con i rispettivi nomi proposti ultimamente dal PENCK, ma soltanto con lettere le quali, non pregiudicando qualsiasi altra denominazione che altri volesse più tardi adottare, restano nel campo della oggettività locale ed insieme ricordano quella prima classifica del PENCK che meglio della seconda è conforme ai fatti, salvo la divisione della Z in Z e W, come più sopra si disse, e risulta più chiaro dalla seguente tabella:

Prima formazione X (Günz ?)

Seconda formazione Y (Mindel ?)

Terza formazione Z in parte (Riss ?)

Quarta formazione W in parte (Würm ?).

Breve cenno sulle formazioni X.

Il nostro foglio non contiene quel tratto del fiume Chiese nelle cui incisioni si vedono chiaramente affiorare questi depositi; li accenniamo tuttavia alla sfuggita per la loro importanza e per dire che essi si trovano in serie concordante sotto le Y e da queste ben distinti da uno strato di ferretto di oltre quattro metri. Per cui, dato questo strato caratte-

ristico che così si interpone, non può restar dubbio che la distinzione dalle Y sia dovuta ad apprezzamento personale. (Vedasi Tav. II^a).

Di questo deposito antico X si disse più sopra e se ne tratterà nelle Note sul foglio « BRESCIA » sul quale la regione è rappresentata; resta qui invece da prospettare quel complesso di formazioni che stanno alle falde della catena del monte Baldo e precisamente allo sbocco dei due bacini del Tesino e del Tasso.

Un piccolo ma evidente affioramento di morena ferrettizzata che sta a sud di Costermano attesta che i potenti depositi fluvioglaciali affioranti lungo le pareti della forra sottostante appartengono al Neozoico antico.

Essi sono in gran parte cementati, e si alternano con banchi di ghiaie sciolte, ma alla base di questi depositi ascrivibili al periodo Y, stanno verso lo sbocco della forra altri banchi di conglomerato i cui caratteri si rivelano piuttosto di origine fluviale che fluvioglaciale.

Sono quindi da distinguersi dai depositi sovrastranti, che hanno lenti moreniche; ma pur avendo buone ragioni per far ciò, non è certo se si tratti di un vero deposito X oppure di un interglaciale X-Y. Comunque, esistono questi conglomerati più antichi della Y, visibili nell'alveo del Tesino verso la quota 120, ma non ispezionabili in tutto il loro spessore perchè le alluvioni attuali del ruscello ne occultano la base.

I molti ciottoli porfirici li farebbero ritenere alluvioni dell'Adige; e forse a questo stesso piano potrebbe ascrivere la puddinga di Sirmione, pure a ciottoli di origine atesina.

Altra formazione attribuibile al periodo X è quella dei dorsì di Medole, nella pianura mantovana, terrazzati dalla corrente fluvio-glaciale che sboccava dallo scaricatore di Solferino. (Foglio « MANTOVA »).

Il dorso principale che si eleva di circa dieci metri sul piano di campagna, ivi ex alveo palustre della corrente, porta la parte più antica del paese con gli avanzi del castello e la piazza con la chiesa parrocchiale; ed altro dorso assai minore trovasi più a monte, dove sorge la chiesetta medievale che fu la prima del paese, ed alla quale è ora annesso il cimitero.

Le costruzioni e le colture impediscono lo studio del terreno del dorso del castello, ma la stradetta di accesso al cimitero, tagliata a mezzacosta sul fianco orientale del dorso minore, mette in evidenza un profilo degno di nota nel quale si vede un terreno gialliccio compatto, molto probabilmente morenico al quale si addossano ciottoli silicei ed uno strato inclinato di conglomerato.

I due dorsì terrazzati a mattina dalla corrente, si raccordano a sera con la pianura cretosa sottoposta alle deiezioni Z, e l'insieme, *che non ha riscontro nella circostante pianura e si presenta in esatta corrispondenza con lo sbocco primitivo dell'avvalla-*

mento benacense anteriore agli anfiteatri, porta a credere che i dorsì di Medole rappresentino una formazione X, sebbene, per la natura cretosa del suolo non vi si riscontri il solito ferretto di alterazione. Trattasi comunque di una interessante formazione del Neozoico antico sulla cui superficie ondulata si trovano sparsi molti erratici paleozoici.

Formazioni Y e loro relazioni con le posteriori Z.

E' da notare il fatto della dissimetria topografica e geologica del nostro anfiteatro nella cui ala lombarda abbondano le formazioni antiche, mentre nella veneta scarseggiano assai.

Le ragioni di questa palese e pregiudiziale differenza che pur essa concorre a distinguere l'anfiteatro benacense da tutti gli altri italiani, saranno prospettate più innanzi; ora, riferendoci alle qui annesse tavole che integrano il foglio « PESCHIERA », notiamo i seguenti fatti:

1. - L'ala destra dell'anfiteatro si inizia alla depressione che diremo di Salò, la quale stacca nettamente il sistema delle cerchie dalla parte rocciosa della Riviera.

2. - Sul pendio cretaceo del monte Covolo, pur esso staccato, e sui frammenti contigui vediamo posarsi le morene ferrettizzate Y, - sulle Y le Z, e sul contorno dell'insieme le W; ma poco più a valle del piccolo scoglio, le morene improvvisamente si distendono, per cui con l'espandersi della Y si for-

mano i territori di Soprazocco, Moscoline, Calvagese e Bedizzole, già noti ai geologi, regione di circa 25 chilometri quadrati.

3. - Il colle cretaceo di S. Martino del Chiese e la piccola altura di conglomerato pontico del Castello di Moscoline rappresentano le ultime prominenze della infrastruttura rocciosa locale, dopo di che i due sistemi Y e Z, *diversamente orientati*, si staccano e divergendo si allontanano, rendendosi autonomi a valle di Carzago, dove si inizia una zona diluviale Z intermorenica.

4. - Con la collina di S. Tomaso poco a sud di Bedizzole, l'altipiano ferrettizzato che stava sulla quota 200, si affonda, *ed invaso dalle deiezioni fluvioglaciali più recenti, si scinde in semplici prominenze moreniche ferrettizzate, che proseguono isolate l'una dall'altra formando la cerchia che diremo di Montichiari.*

Cerchia che si inizia a Calcinato e si tronca a Carpenedolo, seguita dal corso del Chiese.

5. - Questa è la cerchia esterna del PENCK che fu la Y dei suoi primi studi e la rissiana dei suoi ultimi, e sul cui significato è necessario richiamare l'attenzione, *poichè la sua forma coincide esattamente con un arco di circolo di sette chilometri di raggio che ha il centro all'abitato dell'Esenta* (a nord di Castiglione), forma regolarissima che si rivela deposta in pianura.

6. - Il centro di tale arco circolare *sta esattamente sul prolungamento dell'asse della maggiore*

depressione benacense; onde, come da tempo venne osservato, questo arco morenico è affatto eccentrico con qualunque degli archi che si volessero tracciare come circoscritti alla cerchia maggiore dell'anfiteatro principale, trovandosi questa notevolmente spostata a mattina.

Per questi fatti importanti e per altri che vedremo più innanzi, l'arco morenico Y di Montichiari può ritenersi come una parte del primo anfiteatro formatosi in condizioni locali diverse da quelle che diedero il posteriore Z, e cioè allorquando l'avvalimento benacense, che fu poi parte del lago di Garda, era limitato alla sola linea diretta senza l'appendice veronese a levante di Sirmione.

7. - Questa cerchia primitiva Y non si trova rappresentata nel nostro foglio, ma fu necessario metterne in luce il significato per inquadrare nel complesso dei fenomeni *quella notevole serie di alture che da Solferino a Pozzolengo e più oltre taglia in direzione di NNE la conca centrale dell'anfiteatro maggiore, Z-W.* (Vedi Tav. III*).

8. - Da questo rialzo mediano che divide in due parti quasi equivalenti l'apparato morenico (e sarebbe inspiegabile anomalia ove non si ammettesse una preesistente infrastruttura determinante), l'anfiteatro stesso prende gran parte della sua fisionomia.

La stessa forma biloba della sua cerchia frontale (che alla Volta ed a Custoza ha prominenze ed a Valeggio una spiccata rientranza) dipende in gran parte da tale accidentalità, e più ancora ne sono

influenzate le morene interne, le quali su questa prominenza mediana visibilmente si plasmano.

Onde avviene che la conca cretosa tra Desenzano e Peschiera si presenta, di primo acchito, come la centrale del sistema, mentre non appartiene invece che alla parte occidentale di esso, nella quale le morene interne, e soprattutto le W, formano una specie di anfiteatro locale.

Ed analogamente avviene nella parte veronese, dove la conca centrale è percorsa dal Mincio.

9. - Ricordando ciò che si disse dell'arco Y di Montichiari, si presenta fondatamente ammissibile che l'infrastruttura preesistente, alla quale si deve la prominenza centrale di Pozzolengo, altro non sia che il ramo orientale del primitivo anfiteatro benacense.

Si osservi come, estrapolando con raggio più ampio, la cerchia Y di Montichiari trova la sua continuazione nelle alture mediane da Solferino a Pozzolengo, e come questa notevole prominenza regolarmente prosegue nella dorsale subacquea che tra Sirmione e Peschiera si avvanza nel lago per più di otto chilometri.

E va pure citato quel cospicuo dorso di conglomerato che emerge dal laghetto di Castellaro Lagusello ed ha qualche affioramento anche a ponente; conglomerato che più ad oriente non si vede affiorare nella profonda incisione del Mincio, ma soltanto in un punto dell'incisione del Tione.

10. - *I due anfiteatri, Y e Z, sono palese-*

mente eccentrici e talmente conformati da non ammettere che la cerchia Y di Montichiari possa considerarsi come esterna e pressochè concentrica all'anfiteatro maggiore Z. Risulta invece che questo interseca quello con orientamento diverso dei rispettivi assi, il primo diretto a SSW, nettamente parallelo all'asse dell'originario avvallamento benacense, il secondo diretto a SE secondo la pendenza del suolo veronese.

Onde è chiaro che, tra il periodo Y ed il Z, avvenne nell'ambiente benacense un forte cambiamento, in seguito al quale si spostò l'asse del sistema morenico e di tutta l'idrografia.

Esame della formazione Y.

Come più sopra venne accennato, l'ala destra dell'anfiteatro si inizia al monte Covolo, dal quale punto abbandonando la cerchia Z di cui si dirà più innanzi, è opportuno cominciare un breve esame delle formazioni Y.

Queste si compongono delle morene ferrettizzate di cui parla il PENCK, sotto le quali si stende un orizzonte di alluvioni cementate e nettamente stratificate attribuibili ad un interglaciale X Y. Esse affiorano nei dintorni del monte Covolo, a Limone di Gavardo, a Moniga del Bosco, alla valletta di Longavina, e più a valle lungo il Chiese; giacimento fors'anche soltanto locale limitato ad oriente dallo spuntone pontico del Castello di Moscoline.

Questa formazione interglaciale che si stende tra gli spuntoni rocciosi ivi emergenti, ha caratteri di puddinga ed è coperta dalle morene ferrettizzate Y, le quali si vedono plasmate sugli spuntoni rocciosi.

Notevole è in questo insieme quell'arco di circa tre chilometri di ampiezza che, appoggiandosi a levante sul frammento pontico di Moscoline, si stende sopra Limone in direzione quasi normale alla predominante delle cerchie.

E' una piccola morena frontale che ivi arresta lo sviluppo delle cerchie, per cui queste riprendono soltanto a mattina del Castello di Moscoline, con uno sbalzo a levante di oltre 2 Km. per proseguire poi verso Bedizzole. (Vedi Tav. IV^a).

Onde avviene che, lungo il Chiese, le morene Y non si presentano che a valle di Calvagese, non restando a monte che l'altipiano ferrettizzato formato dalla puddinga interglaciale.

Queste morene ferrettizzate Y sono ben distinte dalle Z che fino a Carzago vi si appoggiano; e ben prima che i geologi ne rilevassero la differenza, gli agricoltori la conoscevano, perchè assai diverse sono le campagne Y dove il ferretto ha spessori che raggiungono i due metri, dove prospera il castagneto ed i raccolti resistono alla siccità, in confronto delle altre sul suolo Z, dove il ferretto non sempre raggiunge lo spessore di pochi decimetri ed il vicino sottosuolo infesta di ghiaie lo strato coltivabile.

La linea di confine tra queste due formazioni

non ammette quindi incertezze, ma se ciò può talvolta avvenire, restano però sempre altri criteri che accertano della presenza di due distinte formazioni, e cioè il *petrografico che attesta una diversa composizione delle masse sovrapposte, (le inferiori Y quasi sempre cementate e decalcificate in superficie e le superiori Z, dove la decomposizione degli elementi è appena iniziata)*, ed il morfologico per il quale è facile distinguere il diverso profilo che caratterizza un rialzo morenico formatosi di getto da un altro che risulta da una sovraimposizione di morene diverse.

Il paesaggio delle morene ferrettizzate è anche caratterizzato dalle strade generalmente infossate, dal colore oscuro dei massi in avanzata decomposizione e dalla assenza assoluta dei calcari.

Per ciò che riguarda le morene veronesi, disperse in vari lembi lungo il declivio del Baldo, molto resta ancora da osservare.

Tra quelli constatati notiamo il dorso di Pai e l'affioramento di S. Zeno di Montagna.

Questo, che si presenta sotto l'abitato con conglomerati ferrettizzati visibili lungo la strada, sta sotto le morene ed i ripiani Z, affiorando anche sotto il cimitero.

Quello è lungo la Riviera; da Pai di sotto a Pai di sopra, si incontrano depositi Z e W terrazzati, ma a circa 30 metri sopra lo specchio del lago affiorano le morene ferrettizzate e cementate che costi-

tuiscono il dorso sul quale sorge la parte principale e più antica dell'abitato.

Nella valletta che a nord del cimitero scende in una vasta insenatura della sponda, si trova un forte deposito di materiale locale cementato, probabile deiezione interglaciale del torrentello.

Il Neozoico antico ha pochi altri affioramenti, e ad eccezione di quelli alla forra del Tesino costituiti in gran parte da conglomerati sottostanti al caratteristico presso Costermano, gli altri soltanto per considerazioni indirette possono essere ascritti al periodo Y.

Corso interglaciale dell'Adige.

Venne dal PENCK prospettata l'ipotesi di un corso dell'Adige lungo la linea benacense, entrando da Mori per la sella di Loppio, ma le ragioni che egli espone non sono persuasive. Sono invece positive le prove di un afflusso dell'Adige da Rivoli verso Garda e Bardolino con decorso verso Peschiera e Valeggio, perchè l'analisi delle sabbie trovate in quei luoghi sotto le morene Z lo attestano.

Sabbie sotto le morene Z, e perciò appartenenti all'interglaciale Y-Z durante il quale la regione veronese si trovava all'esterno dell'anfiteatro primitivo, ora semisepolto.

Tale concetto abbastanza fondato di un Adige interglaciale che vaga nella regione veronese tra i frammenti rocciosi ora semisepolti dalle deiezioni Z

si presenta in armonia con la conformazione attuale di quella regione; ma può darsi che la visione verosimile non corrisponda in tutto alla realtà.

Perchè, se portiamo innanzi la questione del grande deposito di sabbie che formano l'altipiano di Rubiana sopra Caprino, sabbie dell'Adige che toccano la quota 380, superando la massima altezza raggiunta dalle morene di Rivoli e di Garda ivi di fronte, ci troviamo innanzi ad un complesso di fatti non facili da coordinare, il cui esame esorbita dal compito di queste Note.

Comunque si fa presente:

1. - Le sabbie di Rubiana costituiscono una zona pedemontana conformata ad altipiano terrazzato non soltanto dalle acque locali, come è ovvio, ma anche dalle fluvio-glaciali derivanti dal piccolo anfiteatro di Rivoli che vi sta di fronte.

2. - Il deposito è di natura fluviale e non morenica e si estende da Pesina a Caprino, sopra una lunghezza di oltre tre chilometri; e si fonde in modo non ben precisabile con depositi morenici e diluviali del terrazzo ferrettizzato che, inciso dal Tasso, si stende da Caprino a Pazzon.

3. - Abbondanti ciottoli in incipiente decomposizione si trovano sparsi nelle campagne da Rubiana a Caprino.

4. - E' molto verosimile che le marne di Porcino e di Gamberon, con buone ragioni attribuite ad un franamento di strati priaboniani ivi accumulatisi in disordine, costituiscano la parte orientale del-

l'altipiano di Rubiana, come lo attesterebbero le quote altimetriche poco diverse.

Conglomerati interglaciali di Gardone.

L'accidentato paesaggio del pendio morenico di Gardone, tutto solcato da profonde incisioni mette in evidenza il fatto di numerosi e talvolta enormi frammenti di un tenace conglomerato che, sparsi in disordine, formano spesso l'ossatura degli speroni più emergenti.

La chiesa parrocchiale di Gardone sorge precisamente sopra uno di questi grandi frammenti che emerge e cade a valle con una balza visibile anche dal lago; e da Gardone superiore tutto lo sperone che sale a Moncucco presenta analoghe caratteristiche.

E lo stesso dicasi dei dorsi salienti sopra Morgnaga e di altri che si allineano lungo il ciglio della forra di Barbarano. Così sparso di grandi ruderi di conglomerato più o meno emergenti dai depositi glaciali, il pendio di Gardone sale fino alla quota 240, dove si osserva il giacimento in posto. A tal uopo è necessario battere la strada che da Gardone sale verso S. Michele, rasentando la depressione di Banale, dove in prossimità della cascina omonima si vedono affiorare i banchi del conglomerato in posto, i quali da quel punto proseguono poi orizzontali verso la forra, lungo la parete franosa che cala sopra la piccola centrale idroelettrica.

Su quella quota 240 si distende l'orizzonte originario dei conglomerati che affiora lungo tutte le pendici di Gardone ed oltrepassata la forra, va verso ovest fino al palazzo Martinengo, e lì bruscamente si tronca per salto ben visibile dalla strada nazionale stessa.

Così precisata la posizione stratigrafica sotto le morene, è poi facile vedere nel complesso dei frammenti null'altro che le modalità locali di un vasto scoscendimento, e specie poi al convento di Barbarano, a sera della forra, dove in luogo di uno sfacelo, abbiamo la formazione stessa che quasi in blocco si inclina fortemente verso il lago.

Le pareti della forra sono all'uopo istruttive, e risalendo da Barbarano verso gli opifici, si ha modo di constatare non soltanto alcune modalità degli spostamenti, ma due fatti importanti:

1. - tale conglomerato posa sopra una formazione argillosa con ghiaie che ricorda una morena profonda, (ma dove, finora, non vennero trovati ciottoli striati);

2. - una faglia di oltre 20 metri sulla latitudine di Morgnaga, fende la scaglia rossa della parete rocciosa e lo stesso conglomerato, che vi si adagia sopra.

Per cui lo spostamento si mostra posteriore al conglomerato, dando la ragione del vasto scoscendimento locale, dovuto perciò a causa endogena.

Questo conglomerato non giunge a Salò, ed è ben diverso da quello pontico che vedemmo formare

la cima del colle sovrastante, ma riappare in lembi minori ed a quota più bassa (180) ad occidente del colle, sotto l'abitato di Renzano e di fronte, sulla destra del vallone, dove si vede appiccicato all'infra-creta del dosso di Rucco.

I conglomerati di Gardone, di origine fluviale, segnano il livello dell'interrimento interglaciale y/z della regione costituitosi a quota poco diversa dagli altri che stanno agli sbocchi dei laghi di Lombardia.

Conglomerato di Portese.

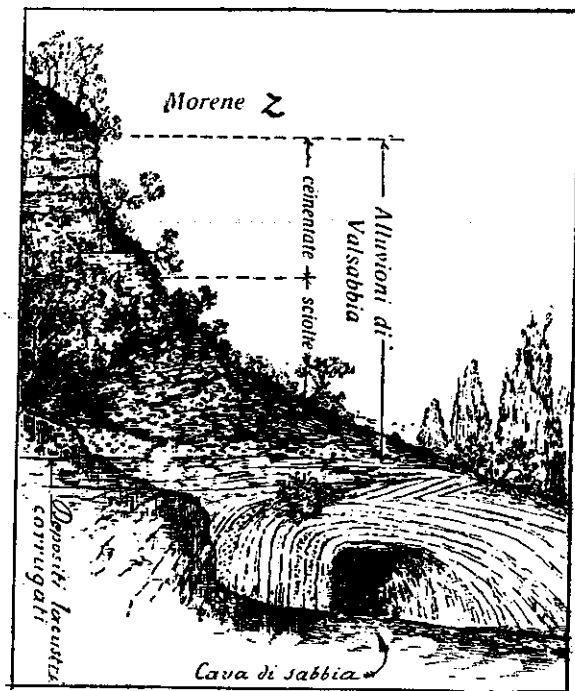
Alcuni opuscoli sul quaternario locale parlano di un antico sbocco della Valsabbia nel bacino benacense, il che può essere intuitivo per la topografia stessa del luogo ed è da più fatti di diverso genere provato.

Uno di questi fatti è dato dalla presenza di numerosi ciottoli appartenenti al Raibliano rosso di tale vallata, i quali si trovano lungo tutta la spiaggia, dal cimitero di Salò fino al piede della Rocca di Manerba.

Ciottoli non appartenenti a morene, ma ad evidenti depositi fluviali di ghiaie nette e stratificate, e quindi tali da non potersi spiegare che con l'afflusso di acque di Valsabbia da quella parte, il che è pure provato da altri fatti di ordine diverso che vedremo più innanzi.

Nei dintorni del cimitero di Salò queste alluvioni semicementate e coperte dalle morene Z di Cisano

si stendono sopra depositi argillosi e di sabbie fine; luogo importante per l'evidenza dei giacimenti messi



PROFILO DELLA SPONDA MERIDIONALE
DEL GOLFO DI SALÒ

a nudo da cave. Le quali permettono di osservare anche un notevole corrugamento dei depositi lacustri attribuibile a squilibri di pressione sulla massa pla-

stica per sovrainposizione di carichi non uniformemente distribuiti.

La formazione lacustre, che dal cimitero di Salò emerge a più di venti metri sopra il lago, declina verso est, ed al porto di Portese si trova al livello della sponda, dove presenta località fossilifere. Il deposito fluviale prosegue con forte spessore fino al ciglio dell'altipiano, dove si vede in relazione a morene ferrettizzate e coperto da altro deposito di fango giallastro di origine glaciale.

Volgendo verso sud sulla punta del Corno, il deposito ghiaioso si va cementando ed in breve si presenta come un tenace conglomerato in grossi banchi che, battuti dalle onde, vennero ampiamente scalzati cadendo in ruderi che formano una scogliera lungo la sponda.

L'ampio basso fondo che si stende a nord sotto lo specchio del lago, fa presumere che ben più vasto fosse in origine tale deposito.

Dalla punta del Corno, esso si dirige poi verso sud ed abbandonando la sponda, che piega per fare l'insenatura, prosegue lungo il ciglio del terrazzo, terminando nella campagna sotto i depositi glaciali.

A sud della punta di Portese, formata dall'eocene che va verso l'isola di Garda, riappare un altro conglomerato in un lembo poco esteso appiccicato alle pendici eoceniche settentrionali della Rocca di Manerba, deposito cementato e ferrettizzato, che è probabile continuazione di quello di Portese, come

lo farebbero supporre i molti materiali raibliani di Val Sabbia che si vedono disseminati lungo tutta la spiaggia.

Conglomerati allo sbocco della Valsabbia.

Molto chiaro e significativo è l'altipiano ferrettizzato che si inizia a due chilometri a ponente di Vobarno, in sinistra del Chiese. L'ampio declivio della Carpaneda che sale a questo altipiano è noto per i molti depositi fluvioglaciali di ghiaie e di massi erratici che vi diedero e tuttora vi danno luogo a cave di materiali.

In testa a questi depositi si vede stendersi l'altipiano ferrettizzato di Prada, breve lembo del quarternario antico che in quell'ampia varice venne a depositarsi poco più alto della quota 300, e cioè sul livello dei regimi fluvio-glaciali delle morene ferrettizzate. Deposito locale di rigurgito, a strati orizzontali di ghiaie in gran parte cementate, formando un conglomerato che affiora sul contorno dell'altipiano.

I depositi fluvioglaciali della Carpaneda, evidentemente più recenti, sono incassati nella incisione posteriormente avvenuta in questo interrimento.

Depositi da non confondersi con quelli che si presentano poco a valle della presa d'acqua per la Ferriera di Vobarno, e precisamente all'inizio della strada per Moglia. Il pendio roccioso, ivi formato dalla corna, è in gran parte coperto da un tenace conglomerato ad elementi locali spesso voluminosi, ango-

losi od arrotondati, abraso al piede, con residui appiccicati alla rupe fino a qualche decina di metri d'altezza, ed altre breccie meno compatte volgono verso l'interno della depressione sotto la strada di Moglia, pure ad elementi locali.

E' molto probabile che il conglomerato di Vobarno sia preglaciale, come quello che forma l'altopiano di Preseglie, poco più a nord.

Esame del sistema morenico Z.

Le morene laterali delle due sponde segnano i livelli raggiunti dal ghiacciaio allo sbocco della vallata, abbondanti sulla sponda occidentale dove si insinuano nelle convalli, e meno sulla orientale, dove la regolarità e la forte pendenza degli strati non permisero grande sviluppo.

Tracciando il profilo raggiunto dal ghiacciaio Z in sponda destra, si nota uno sbalzo di quota in corrispondenza del Castello di Gaino, dalla quota 560 toccata a Navazzo alla 500 non superata allo sbocco della chiusa delle Camerate, sul breve percorso di due chilometri. Pendenza forte del 25 per mille che sta tra quella del 10, tenuta per oltre 20 chilometri a monte, e precede l'altra del 13 del tratto a valle che scende fin quasi a Lonato.

Analogo sbalzo, ma protratto di oltre sei chilometri più a valle, si nota pure in sponda sinistra tra la morena del piccolo monte Pora (672) e quelle di

S. Zeno di Montagna (600) sul percorso di tre chilometri.

La corrispondenza è notevole e rivela una analogia accidentalità nel fondo della vallata; rivela cioè che fino alla linea segnata all'incirca della trasversale Gargnano - Pai, la vallata presentava un fondo alquanto più alto del tratto susseguente a valle; il che sarebbe confermato dalla tectonica locale, la quale dimostra l'enorme abrasione operata dal ghiacciaio lungo la sponda destra a nord di Gargnano, onde è certo che il primo solco vallivo era di molto spostato a sinistra. (Vedasi la Tav. V*).

(Abrasiono molto facilitata dalla grande fratturazione delle masse di tale tratto di sponda). E sono soprattutto da notare due altri fatti importanti, e cioè:

— La cadente del ghiacciaio verso SW determinò la tendenza delle acque di disgelo a portarsi verso lo scaricatore dei Tormini, costituendo perciò quella corrente alla quale si devono le grandiose deiezioni che, unite a quelle del Chiese, si portano fin quasi a Brescia e da Brescia, volgendo a sud, discendono oltre Ghedi e Leno.

— La quota alta raggiunta dalle morene di sinistra a S. Zeno di Montagna (600) superò poco a valle il crinale roccioso dello sperone che scende a S. Vigilio, onde ghiacci ed acque vi sfiorarono in abbondanza.

Cospicui depositi di ciottolame e di ghiaie che giù per gli avvallamenti ripidi scendono a Castione

ed in masse talvolta potenti si allineano, o sciolti o semicementati.

Il crinale solcato da fratture beanti porge in più luoghi i segni di questo sfiorare del ghiacciaio a livelli decrescenti; e specie alla Buca, il fenomeno è chiaro. Onde avviene che, in tutti gli avvallamenti tectonici che scindono quel declivio orientale, è un alternarsi di depositi diluviali o morenici e di incisioni profonde che acque chiare vi fecero poi per erosione. Depositi ed incisioni che si stendono anche nel piano diluviale di Virle, dove si incontrano con le prime morene dell'anfiteatro maggiore ivi allineate da Marciaga a Costermano e da Costermano alla Rocca di Garda, in piccola cerchia locale che cinge quella depressione.

V'ha una certa analogia morfologica tra questo inizio dell'anfiteatro sulla sponda orientale con quello della occidentale, *ambidue segnati da una cospicua depressione, per cui le cerchie principali vengono staccate dalla montagna e non vi è quindi collegamento diretto tra le morene laterali della vallata e quelle dell'anfiteatro.*

Sulla destra è la depressione di Salò, cinta alla testata dalle morene dei Tormini, con l'inizio della cerchia al frammento roccioso del monte Covolo, - sulla sinistra è la depressione di Garda, cinta dalle morene di Costermano, con l'inizio della cerchia veronese alla Rocca di Garda.

Analogia data dalla struttura frammentaria delle ultime pendici dell'uno e dell'altro fianco, *per cui l'anfiteatro non si inizia che a valle degli spuntoni.*

Vedemmo più sopra che le morene laterali della sponda destra discendono con pendenza regolare e regolarmente si collegano con le quote altimetriche della cerchia di Valtenese; non altrettanto invece si constata sulla sponda veronese, *poichè le morene laterali più alte si troncano a S. Zeno sulla quota 600, mentre la cerchia si inizia con quote non superiori alla 330; dislivello di 270 metri sul percorso di soli cinque chilometri, nel quale tratto vedemmo effettuarsi la rapida discesa del deflusso glaciale da S. Zeno a Castione.*

Questa forte discesa pareggia le quote altimetriche, perchè, mentre le morene laterali che vi stanno di fronte sono notevolmente più alte sulla sinistra in confronto della destra, *questa differenza più non esiste poi all'inizio delle cerchie laterali dell'anfiteatro dove le une e le altre tengono quote vicine alla 350.*

Comunque, le due cerchie laterali dell'anfiteatro si iniziano sulla quota 350 (367 massima quota di destra, al monte Cazzaga; 330 massima di sinistra al monte Moscalli) ed entrambi si dirigono poco tortuose verso sud, per sedici chilometri sulla destra, fino a Lonato e per altrettanti sulla sinistra, fino a Sona; (dai quali due punti si inizia il sistema delle

morene frontali), entrambi più o meno influenzate dalle accidentalità del sottofondo roccioso.

Per cui è necessario esaminare separatamente.

Il sottofondo dell'ala destra è molto appariscente lungo la sponda di Portese e di Manerba, dove è forte il denudamento operato dalle onde. Sottofondo eocenico che ha rialzi e balze e scogli lungo la sponda, ma che nell'interno più non emerge. Con le due cospicue prominente di S. Felice e di Manerba esso si avvanza nel lago, allontanandosi perciò fino a cinque chilometri dalla cerchia principale. Onde si ha l'altipiano dalla Raffa a Moniga poco più alto della quota 100 sul quale si svolgono, in cerchie minori tortuose, le morene Z e W e si stende il piano diluviale di Manerba.

Si ha quindi, per lungo tratto a destra, un profilo nel quale la cerchia maggiore spartiacque sta tra le morene Y del Chiese e l'altipiano anzidetto con sponda al lago accidentata da dirupi.

Notiamo in questo tratto:

1. - Prima della formazione della cerchia maggiore pressochè rettilinea, le morene Z investirono le Y su tutto il tratto di 10 km. dai Tormini a Carzago, lungo il quale dapprima si sovrappongono, come a Benecco ed a Limone, poi si juxtappongono.

2. - La cerchia principale, che diremo della Valtense, prosegue poco tortuosa fino all'Arzaga, per undici chilometri, staccata dalle morene che vedemmo più avanzate, onde tra questa e quelle de-

corre un avvallamento lungo il quale si svolge il cono di transizione.

Lo scaricatore dell'Arzaga non ha il significato di una semplice incisione data dalle acque ma piuttosto di un distacco originario di cui le acque profittarono ampliandolo; poichè il resto della cerchia che va fino a Lonato ha meno semplice struttura, molto probabilmente subordinata alla presenza di un frammento roccioso eocenico che da più indizi è dato supporre nel monte Falò. Vedasi a tale riguardo lo schizzo planimetrico molto dimostrativo, dove il Falò si mostra come ostacolo preesistente alle cerchie.

3. - Fino all'Arzaga le quote delle cime stanno tutte tra la quota 300 e la 367; dall'Arzaga al monte Falò non sorpassano la 280, dal Falò a Lonato e fino all'Esenta le cime si svolgono tra la 200 e la 250, e toccano appena la 200 nell'anfiteatro.

4. - Sul versante della Valtense, le morene Z digradano con cerchie minori aggiunte, onde risulta un declivio ampio sul quale si depositarono poi in abbondanza le W e si costituirono laghetti; i territori di Puegnago, Polpenazze e Soiano sono formati da questo declivio morenico molto accidentato ricco di vigneti, mentre sul ripiano sottostante stanno quelli di S. Felice, della Raffa, di Manerba e di Moniga.

5. - Col territorio di Moniga, la sponda del lago si avvicina notevolmente alla cerchia principale, sparisce l'altipiano e si ha il territorio di Pa-

denghe che si svolge su due terrazzi a scala e scende al lago dove la sponda non è più rocciosa.

Non analogamente avviene per la cerchia laterale veronese, perchè eccettuato il tratto alla Rocca di Garda, la sponda lacustre non è più rocciosa ma regolare fino a Peschiera.

Il sottofondo roccioso ha quivi la sola e cospicua prominente del monte Moscalli emergente dal sistema neozoico, sistema che si presenta con i caratteri di un vasto altipiano diluviale formato in gran parte dalle deiezioni dell'Adige, regolarmente discendente da Affi a Castelnuovo tra le rispettive quote 200 e 120 su 14 chilometri N - S.

L'antica via romana, tuttora percorsa, che va da Brescia a Verona passando per Lonato e Peschiera, attraversa diametralmente l'anfiteatro morenico lungo una linea di 27 chilometri la quale lascia a monte il lago e le due cerchie laterali ed a mezzodì la cerchia frontale.

Vedemmo già che questo grande complesso di cerchie è di molto influenzato dalla preesistenza di una infrastruttura Y, la quale determinando un rialzo morenico Z sulla linea Solferino - Pozzolengo, taglia in due parti quasi equivalenti la regione.

Al fatto di questa linea mediana che induce nel sistema una tendenza alla forma biloba come di due anfiteatri insieme riuniti, si aggiunge ora quest'altro,

della infrastruttura rocciosa accertata al monte Corno (a nord di Desenzano), infrastruttura che forma la dorsale subacquea di rocce giuresi (?) e che, con altre probabilmente eoceniche, si dirige a SSW verso l'Esenta.

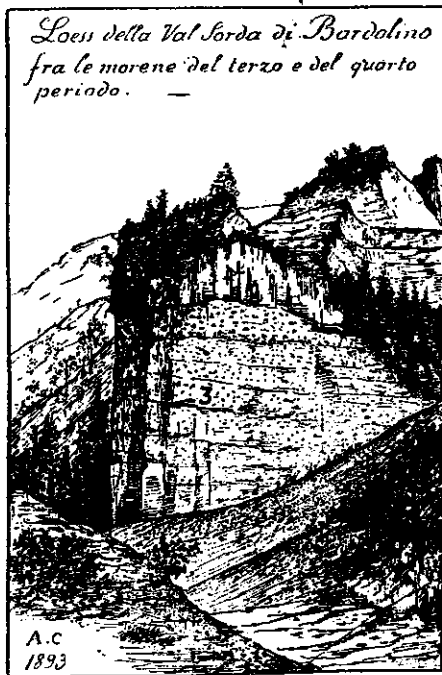
In causa di questo dorso roccioso, non affiorante ma certo, si ebbe un'altra dorsale morenica che dal detto monte Corno segue lo stesso andamento, segnata da prominente notevoli che l'erosione fluvio-glaciale incise profondamente ma che sta come linea caratteristica del sistema, influenzando l'andamento di tutte le morene contigue.

La cerchia di Lonato si fonde tangenzialmente con tale linea troncandosi all'Esenta insieme alle morene di Bròdena, e le cerchie interne di Castel Venzago e di Centenaro si iniziano al monte Corno affatto staccate da quelle di Lonato e di Padenghe; onde si ha un notevole distacco nel quale si insinua il golfo di Padenghe.

Si nota insomma il fatto importante di una certa ripresa del sistema morenico su nuove linee, per cui esula e si estingue la cerchia di Lonato sostituendosi questa del monte Corno che fa da sponda occidentale. Ripresa del sistema che si fa poi più significativa ove si consideri il vasto interspazio diluviale che separa le morene dell'Esenta e di Bròdena da quelle di Castiglione.

Per cui tra il monte Corno e la dorsale di Pozzolengo si svolge regolarmente quel sistema di morene interne quasi concentriche che forma la parte

occidentale dell'anfiteatro, con la conca centrale cretosa della Lugana, mentre ad oriente di Pozzolengo



si svolge l'altra parte con meno importanti accidentalità fuorchè quella del corso del Mincio.

E' poi da segnalare il fatto morfologico importante dei punti di ripresa delle linee moreniche evidenti a sud di Pastrengo e ad est di Cavriana.

Il disegno chiarisce meglio ciò che avviene in quei due luoghi: sembra che a valle di essi un nuovo sistema di morene si sia spinto più innanzi superando il precedente, quasi come nel caso di una frana che riprende il suo moto entro la massa della originaria, protraendosi innanzi. Ed appunto a questo ulteriore avanzamento si devono le due prominente meridionali del sistema, alla Volta mantovana ed a Custoza.

Esame del sistema morenico W.

Si disse più sopra che il primo dubbio sulla presenza di una quarta formazione sorse al constatare le differenze forti tra le morene della cerchia di Lonato e quelle di Padenghe, S. Martino e Peschiera, dove era una predominanza di fanghiglie glaciali non ferrettizzate e senza massi erratici paleozoici.

Studi posteriori provarono poi che questi depositi fangosi occupano tutta la parte interna dell'anfiteatro, dall'uno all'altro estremo, e cioè da Salò a Garda; massa enorme di fango giallastro che costituisce un sistema di cordoni morenici non senza ghiaie o ciottoli per lo più calcari, od abbondantemente si espande formando piani ondulati, come nella Lugana o nei dintorni di Peschiera, o ben livellati, come nella conca di Volciano, sopra Salò; tutte zone eminentemente viticole.

Il fatto è notevole, e specie poi ove si osservi che tali depositi non sono parte integrante dell'apparato morenico principale, ma si trovano a questo

sovrapposti e talvolta evidentemente incassati nelle sue depressioni, come massa pastosa ultimamente intervenuta a creare un modellamento nuovo entro il precedente. Modellamento nuovo al quale appartiene la stessa conca lacustre, non alterato che da incisioni dovute alla idrografia attuale o da depositi affatto recenti; e perciò dovuto all'ultimo stazionare dell'ultimo ghiacciaio nella conca lacustre.

Il fatto è chiaro, ma a precisare la distinzione dal sistema morenico principale interessa soprattutto il prospettare *l'esistenza di un Benaco interglaciale* entro il cui bacino si sarebbe costituito il lago attuale col sistema delle dette fanghiglie che lo circondano e lo accolgono.

L'esistenza di un lago più alto ora scomparso venne a prospettarsi in seguito al riconoscimento di cospicui tratti di sponda pensili a circa trenta metri sopra l'attuale.

Su tutto il contorno è dato trovare un complesso di fatti comprovante un livello più alto della base di erosione locale, e specificatamente *la presenza di una sponda lacustre attestata da scanni abbandonati e da formazioni di carattere deltoide.*

Lago antico che fu poi confermato interglaciale quando, in uno scavo eseguito a Desenzano, si vide che le ghiaie nette di tali sponde abbandonate erano coperte dalle fanghiglie giallastre dell'ultimo periodo.

Dall'insieme dei residui anzidetti si poté determinare *una quota tra la 90 e la 100 di quello specchio d'acqua*; onde risulta che il laghetto del Fras-

sino, a ponente di Peschiera (74), può considerarsi come un relitto del lago interglaciale.

La esistenza di questo Benaco più alto e più vasto potrebbe essere illustrata con molti altri fatti che qui per brevità non si possono citare; soltanto è da mettere in luce il fatto cospicuo di un *Mincio interglaciale* attestato dalle anse abbandonate sulla sponda destra, di fronte a Valeggio. Anse che tengono quote d'alveo discendenti dalla 77 alla 72.

Il fatto è importante per sè e tanto più ove si consideri che *su quel corso del Mincio interglaciale si vedono sistemati tutti gli alvei che da ambo le sponde vi scolano*, come a collettore regionale. La Bissavola, i due Redoni ed altri affluenti minori si vedono su tali quote sistemati, con sbocchi pensili sul Mincio attuale. Onde può affermarsi che il modellamento della regione interna dell'anfiteatro attesta concorde un livello di base dell'erosione più alto dell'attuale, e cioè costituitosi su quote scendenti dalla 90 (Bissavola) alla 77 (ansa di Valeggio).

Modellamento interglaciale in armonia con un Benaco necessariamente più alto.

Il sistema delle fanghiglie giallastre, che è in armonia col modellamento del lago di oggi, sta a contrasto con questo interglaciale: è una formazione che a Peschiera si incassa nella precedente con conseguente ultra-profondamento dell'alveo del Mincio.

Ciò precisato, passiamo ad una breve rivista di questo sistema che provvisoriamente chiamiamo W.

Le fanghiglie giallastre non sono localizzate soltanto lungo il contorno del lago, ma con minori percentuali si diffondono anche in quasi tutte le morene di quest'ultimo periodo; morene che a loro volta si vedono disperse sopra tutta la regione morenica e più oltre.

Poichè, se ammettiamo che le morene fresche, senza traccia di ferrettizzazione, caratterizzano quest'ultimo periodo glaciale, ci troviamo di fronte al fatto sorprendente di *una diffusione che oltrepassa i limiti della cerchia terminale dell'anfiteatro e raggiunge l'antica di Calcinato - Montichiari.*

Tale è il fatto che oggettivamente si deve citare senza pretesa di una soddisfacente spiegazione.

Tutto quell'arco morenico Y tanto ferrettizzato e semisepolto, come già vedemmo, venne raggiunto da una espansione che *ai dorsi ferrettizzati sovrainpose cocuzzoli freschi*, e tra l'uno e l'altro dorso costruì *piccoli rilievi isolati* di singolare aspetto, sporadicamente diffusi.

E' fresca la morena che si trova sulla collina ferrettizzata di Limone di Gavardo, come quelle che si vedono sui dorsi di Bussago, di Montichiari (1), ecc.

(1) Non sbaglia quindi il prof. A. STELLA quando afferma che a Montichiari si trova la *tipica, fresca costituzione della morena* (V. Op. c. pag. 25).

Trattasi però della morena W che copre una larga base di morena ferrettizzata Y.

e freschi sono pure i piccoli rilievi isolati, il primo dei quali si vede biancheggiare in piena regione ferrettizzata presso la strada che da Castrezone mette a Carzago.

Altri rilievi di tal genere si trovano a Ponte S. Marco, e va notato poi per la sua singolarità il monte Medolaro, collinetta oblunga non ferrettizzata che sorge isolata dal piano diluviale tra Castiglione e Solferino; collinetta che poteva sembrare un residuo dell'erosione dell'estremo orientale dell'arco di Carpenedolo, ma tale non è.

Che se poi consideriamo la cerchia maggiore Lonato - Solferino - Custoza, sono pochi i punti nei quali la tipica morena frontale si presenta col suo profilo netto seguito dal cono di transizione alla pianura.

Morena e cono vi si trovano, *ma frequentemente accompagnati da dorsi aberranti di morene freschissime*, a contrasto con le principali più o meno alterate. Dorsi che vi si sovrappongono, si accoppiano oppure sono affatto esterni.

Sono evidenti in tutto il tratto da Lonato a Castiglione, lungo il quale sono anche degni di nota i minuscoli anfiteatri, del Paradiso (sopra Lonato) e dell'Esenta.

Ed analogamente si può dire della parte orientale della grande cerchia, dove la linea è frequentemente complicata da piccole morene fresche che si sovrappongono o scavalcano le maggiori, queste più

o meno alterate e caratterizzate dai frequenti massi erratici e dai numerosi ciottoli porfirici.

A Cavriana, a Volta, a Custoza, il rilevamento è così complicato, e nella parte veronese è poi notevole la piccola morena freschissima che si trova isolata sull'altipiano diluviale di fronte a Volargne.

Qualcuno potrebbe pensare ad un fenomeno di semplice dilavamento, ma a questo modo di vedere osta la diversità petrografica stessa e soprattutto la distribuzione sporadica che è spesso in relazione al modellamento preesistente.

E' troppo evidente il fatto di una distribuzione di queste morene fresche in relazione alle forme del suolo preesistente: quest'ultima espansione subì l'influenza del modellamento Z, precisamente come l'espansione Z subiva l'influenza delle morene Y e della infrastruttura rocciosa. (Vedasi Tav. VI^a).

Si osservi come le morene fresche di Lonato si espandono tosto a valle del monte Falò, e come i due minuscoli anfiteatri a valle dell'Esenta si interpongono ai dorsì Z, come tra spuntoni di una infrastruttura; e come il dorso W isolato nella regione ferrettizzata di Castrezzone (strada per Terzago) corrisponde alla sella nelle morene Y per la quale una apofisi W potè avanzare.

Esorbita dal compito di queste Note il fare ulteriori descrizioni e deduzioni; tali sono i fatti, dal cui complesso si può, per ora, avere l'impressione che, alla ripresa dell'invasione glaciale nel periodo W, il ghiacciaio abbia coperto tutta la regione morenica;

espansione fugace ma vasta *che andò anche oltre le stesse cerchie maggiori precedenti, disseminando piccole morene calcari senza massi erratici.*

Alla quale iperbolica espansione subentrò tosto un ritiro del ghiacciaio entro il solo ambito dell'anfiteatro Z, dove altre morene fresche si vedono disseminate od in cocuzzoli sulle Z od in cordoni non sempre regolarmente juxtapposti alle morene precedenti, ma talvolta discordi ad andamento indipendente, come avviene a sud di Lonato. Piccoli cordoni morenici nei quali si vedono apparire più o meno abbondanti le fanghiglie giallastre.

Lungo l'ala occidentale dell'anfiteatro, queste morene si vedono abbondantemente addossate alla cerchia Z della Valtenese su tutta la zona da Villa di Salò fino a Padenghe fino alla quota 300, onde avviene che nelle sinuosità delle morene Z più alte si trovano laghetti di sbarramento.

Il Sovenigo ed il Lucone, studiati dal Dott. STAGAGNO, sono tra questi, ed altri minori che furono torbiere seguono sull'altipiano di Padenghe; bell'insieme di forme connesso con un evidente sistema di deflusso delle acque di disgelo che si verificava attraverso le selle Z, di Castrezzone e dell'Arzaga.

A questa diffusione sulla sponda destra corrispondono, sulla sinistra, le molte morene disseminate in cordoni od in dorsì su tutto l'altipiano, da Affi a

Custoza, con deflusso delle relative acque per i corsi del Tione e dalla Bissavola.

Si disse che in queste morene si vedono apparire più o meno abbondanti le fanghiglie giallastre; ciò sta per ambo le sponde, e costituisce uno dei criteri di riconoscimento, non però assoluto, perchè *le fanghiglie non costituiscono orizzonte stratigrafico ma soltanto una facies che può presentarsi anche nelle morene Z.*

Ma a quote inferiori, le fanghiglie tendono a prevalere, tanto che certi cordoni morenici ne sono quasi integralmente costituiti; fatto notevole che si connette con quello dei ripiani già citati che di tale terreno esclusivamente risultano.

Si tratta forse di un progressivo intensificarsi dell'azione scavatrice del ghiacciaio, per cui sovrabbonano i residui fangosi della limatura del fondo terziario della conca lacustre?

Può sembrare; ma il progressivo predominare delle fanghiglie sulle quote altimetriche inferiori non è ragione sufficiente per affermarlo; perchè è molto più verosimile che questa massa fangosa che si addensa e quasi ingorga ed ostruisce il sistema idrico, dipenda piuttosto da una *progressiva diminuzione delle acque di disgelo*. Acque che in abbondanza asportavano i fanghi allo stato di torbida e che in diminuzione li depositavano perchè sovraccariche.

Ovvie considerazioni idrologiche possono condurre a tal modo di vedere, ma a queste viene poi in appoggio il fatto *del notevole abbassamento delle*

linee di carico del sistema idroglaciale, per cui gli sfioratori alti restarono inattivi; abbassamento che precisamente è dovuto alla diminuzione dell'afflusso liquido.

Onde la stessa attività rodente del ghiacciaio viene a diminuire ed a cessare perchè affogata nei suoi residui.

Nei dintorni di Salò emergono fatti importanti che vanno citati:

a) Quando il ghiacciaio W toccava la quota 300, il valico dei Tormini (227) era attivo scaricatore, al quale affluivano a ritroso anche parte delle acque della Valtinese - lago Sovenigo;

b) Abbassatasi la quota, l'efflusso diminuito potè permettere la formazione della collina tutta fangosa della stazione ferroviaria, la quale quasi ostruisce il valico stesso;

c) Un ulteriore abbassamento lasciò ozioso il valico e, nell'insenatura sottostante, depose la grande massa delle fanghiglie che formano l'altipiano di Volciano (176), mentre le acque presero la via di Manerba e più tardi quella degli alvei di Portese e di S. Felice (100).

Analogamente tra Desenzano e Lonato:

a) A regime alto, era attivissimo lo scarico di Lonato;

b) abbassandosi la quota, l'efflusso diminuito potè permettere la formazione delle colline fangose

che quasi ostruiscono il sistema locale degli alvei;

c) Un ulteriore abbassamento lasciò ozioso lo scarico principale e nei pressi di Desenzano si deposero abbondantissime le fanghiglie giallastre che formano il colle della Stazione ferroviaria ed i sottoposti altipiani, mentre le acque presero la via del Redone di Pozzolengo che le condusse al Mincio.

L'ampia depressione che la ferrovia supera col Viadotto di Desenzano è appunto l'alveo di tali acque.

Ed analogamente per la sponda veronese, dove al ritirarsi delle acque dall'altipiano, cessano gli scarichi lungo gli alvei della Bissavola e del Tione e si costituisce la corrente sul fianco che incide il profondo vallone sotto Colà.

Il sistema delle colline fangose che supera di poco le quote della massa principale sembra quindi attestare la presenza del ghiacciaio sospingente il fango sul suo contorno, e di questi fenomeni dovuti a spinte di tal genere si hanno vari esempi nelle morene W; ai quali fenomeni dovuti al dinamismo altri si possono aggiungere di carattere piuttosto isostatico, e cioè di notevoli spostamenti di letti sabbiosi o fangosi, molto inclinati od anche molto corrugati per ineguale ripartizione di carichi sovrainposti sul giacimento.

Ovvio fenomeno al quale l'attività glaciale può essere estranea.

Sull'altipiano morenico veronese è poi da notare un forte deposito di fanghiglie gialle stratificate, abbondante nella località Ventretti a sud di Pastrengo, evidentemente dovuto a decantazione di torbide, deposito che poi si vede espanso sul piano fino a Sandrà; e va anche notata *quella conoide ghiaiosa* che, sotto la collina di Pastrengo, cala verso Busso-lengo, in parte corrosa al piede dalle acque dell'Adige; fatto che richiede studi ulteriori per essere spiegato.

Ed ora, ricapitolando ciò che indusse a scindere in due periodi distinti le formazioni dell'anfiteatro, dal PENCK ritenute tutte wurmiane, diremo che ciò non parve per soli caratteri esteriori di queste e di quelle formazioni, ma piuttosto per il complesso dei fatti specialmente idrologici, e soprattutto per il fatto accertato del Benaco interglaciale.

Potrà darsi che più diligenti osservatori modifichino qua o là i limiti che in più luoghi non sono ben chiari e richiedono perciò l'apprezzamento personale; e potrà darsi pure che il progresso degli studi modifichi anche la valutazione di alcuni fenomeni; ma resterà pur sempre un complesso di fatti che non permetterà di pensare che il grande anfiteatro si sia formato di getto in un solo periodo.

G) ESAME DEL SISTEMA DELL'ADIGE.

E' un piccolo ma molto importante sistema che si presenta allo sbocco della forra dell'Adige con l'anfiteatro morenico di Rivoli espanso nella regione frammentaria pedemontana, accompagnato da ingenti deiezioni fluvioglaciali Z terrazzate nei periodi W e postglaciale.

L'anfiteatro di Rivoli si presenta impostato sopra un interrimento fluviale che tocca la quota 200, profondamente inciso dall'Adige nel suo tratto a monte della Chiusa di Ceraino, *onde si ha il sistema pensile a circa 100 metri sul fiume.*

L'incisione mette a nudo l'interrimento interglaciale che si espanse nella depressione, abbracciando lo spuntone liassico del Castello di Rivoli; su ambo i fianchi del quale dirupo le scarpate incise in vari punti dai ruscelli mettono in evidenza alluvioni piuttosto fine, rossiccie e alquanto cretose, le quali posano sopra un conglomerato che sta a poca altezza sul fiume, e sono coperte da un grosso strato di ghiaie prevalentemente calcari, cementate nei letti inferiori, come appare chiaramente sotto la chiesa di Rivoli.

La cerchia principale, con uno sviluppo di otto chilometri, tocca la quota 300, rimanendo di poco inferiore a quella delle morene benacensi che vi stanno di fronte, ed è ascrivibile al periodo Z; cer-

chia che poi passa a coprire il frammento roccioso della Mesa (sopra la chiusa), compiendo così un semicircolo.

Altre cerchie minori stanno nell'interno, due cerchie a tratti discontinui seguite a mezzodi da una morena addossata al fianco nord della Mesa; complesso di piccole morene W non ferrettizzate, alle quali si accompagnano altre, sporadicamente distribuite nella conca.

La distinzione è quasi sempre chiara; comunque i fatti, nel loro complesso, sono tali da accertare della presenza delle due formazioni Z e W; il che non si può dire a proposito della Y, probabile ma non certa.

Nell'unita planimetria venne ascritto alla Y un cordone morenico interno, ampio e poco emergente, in massima parte costituito da grossi ciottoli porfirici in incipiente decomposizione e saltuariamente coperto da ferretto.

E vennero pure ascritte alla Y le morene discontinue esterne, non perchè in esse sia evidente una molto pronunciata alterazione, ma piuttosto per ragioni morfologiche.

Si osserva cioè che la cerchia maggiore, regolarmente circolare e continua nella sua parte settentrionale, viene interrotta da speciali avvallamenti al suo volgere verso sud; *avvallamenti che non sono trasversali* come i soliti originati dagli scarichi delle acque attraverso le cerchie, *bensì longitudinali, ossia decorrenti tra colline moreniche le quali si inflet-*

tono deviando dalla linea circolare principale, come per seguire uno sbocco preesistente diretto verso Garda.

A sud della quale accidentalità, la cerchia riprende volgendo in curva verso la Mesa.

In quest'ultimo tratto è notevole la curva d'inflessione che segue il cordone morenico principale (m. Pulice e m. Cantarella) caratteristica curva che si rivela plasmata sulle due colline esterne preesistenti disposte ad angolo retto, quasi accennando ad uno sbocco verso Affi.

L'evidente adattamento della cerchia principale Z sopra un sistema di morene preesistenti induce a credere che queste ultime appartengano al periodo Y; al quale si dovrebbe perciò un primo anfiteatro meno regolare costituito dalle morene esterne, e cioè da un arco ora semisepolto che si svolge fra Lubiara e Ceredello (di fronte a Caprino), e dalle due colline oblunghe ad angolo retto nella parte sud.

Anfiteatro a morene discontinue nella parte meridionale, (nei cui interspazi si potrebbe supporre il decorso di acque dell'Adige interglaciale Y-Z verso Garda, Bardolino ed Affi).

Comunque, è da notarsi che il declivio esterno della cerchia che scende verso Caprino non presenta il caratteristico profilo semplice del cono di transizione, ma piuttosto le tracce di un arco esterno semisepolto e visibilmente più alterato; al quale arco si accompagna poi il rialzo oblungo che sta in destra

del Tasso, di fronte a Ceredello, probabile morena Y semisepolta.

Il piano esterno all'anfiteatro è percorso dal torrente Tasso le cui acque terrazzarono il piano di Caprino e l'unghia della cerchia esterna; torrente che fu ed è tuttora il collettore delle acque regionali.

In questo confluirono le acque glaciali degli scarichi dell'apparato di Rivoli come di quelli del Garda sboccanti a nord del monte Moscalli, onde si ebbe l'interrimento fluvioglaciale Z del piano di Caprino che seppellì gran parte delle morene Y. (Interrimento al quale è estraneo il suolo dell'abitato di Affi e dintorni, molto ferrettizzato).

Ma il fatto principale non è questo, perchè se molto può significare l'anfiteatro di Rivoli, questo passa in seconda linea come fatto locale *in confronto della vastità delle deiezioni fluvioglaciali Z dell'Adige che con tali morene sono collegate.*

L'anfiteatro è accidentalità appartata nella insenatura a monte della chiusa di Ceraino, mentre poco a valle sta la grande conoide ora terrazzata, derivante dai due sbocchi laterali della Mesa. Le ghiaie parzialmente cementate di Rivoli iniziano la conoide che poi, a sud degli spuntoni rocciosi *si espande sotto le stesse morene benacensi, rialza gli sbocchi della Valpolicella, ed affiancandosi a quella (molto minore) del Mincio, invade la pianura fino alla zona delle sorgenti.*

Seguendo le incisioni che il Tasso e l'Adige vi praticarono, si constata la continuità della forma-

zione, nella quale appaiono banchi di tenace conglomerato ben visibili lungo la salita della ferrovia dall'Adige ad Affi.

Conglomerati sottostanti alle morene, i quali non devono considerarsi come orizzonte stratigrafico, ma soltanto come accidentalità locali perchè poco a valle della Sega si vedono diminuire e sparire, come spariscono di fronte a Volargne.

L'evidente sovrapposizione delle morene Z alle grandi alluvioni dell'Adige, che si osserva lungo il fiume fin oltre Bussolengo, porta a credere che tale interrimento formi il sottofondo di almeno gran parte di quella regione morenica, dalle quali condizioni d'ambiente tanto diverse da quelle dell'ala destra, deriva la diversità del paesaggio veronese, a vasti ripiani intermorenici, dal bresciano ben più accidentato.

E perciò il cono esterno di transizione che si inizia a valle di Bussolengo e prosegue fino a Custozza viene esso pure a sovrapporsi all'interrimento atesino.

Le acque W terrazzarono questo piano diluviale, come si vede nella conca di Rivoli, al piede delle morene W ed all'esterno di essa, lungo l'incisione che scende alla Sega; e l'Adige proseguì poi l'ablazione nel postglaciale, come appare dai vasti terrazzi fluviali che si spingono a valle di Verona e fanno supporre anche una ablazione di una parte della cerchia di Pastrengo.

Tutto ciò si presenta abbastanza chiaro; vi sono però alcuni fatti importanti da segnalare:

a) Sul fianco destro della Valle dell'Adige, (a monte dell'anfiteatro) si trovano morene laterali depositate in due selle del crinale, sulle quote 553 - al Boscone e 580 al M. Magnone.

Quote molto alte in rapporto a quelle delle morene di Rivoli poco distanti (320); fatto che è in relazione a spostamenti neozoici.

b) La forra dell'Adige a valle di Mori è una spaccatura postpliocenica determinata dallo spezzarsi degli altipiani Lessini lungo il margine occidentale, a contatto con la fossa benacense.

Vedasi l'andamento degli strati che nei Lessini sono orizzontali mentre nel Baldo inclinano verso la detta fossa.

Non trattasi quindi di sprofondamenti di zolle lungo la forra, ma di un distacco determinato dalla spezzatura.

A proposito del quale concetto, si cita il fatto dei pozzi che, a valle della chiusa, raggiungono la falda acquifera sulla quota 60, e cioè a circa 30 m. sotto l'alveo del fiume, - il che indica interrimento assai profondo.

c) Da Volargne a Ponton e poco più a valle, l'Adige corre entro sponde di tenace conglomerato, di formazione soltanto locale, ed altri conglomerati si vedono apparire in lembi staccati, aderenti alle pareti rocciose della sponda sinistra fin oltre la quota 150, a Dolcè, a Ceraino ed a Domegliara.

H) PENISOLE.

Penisola di Toscolano.

L'idea che il fiume abbia tentato una prima diversione verso Maderno non si fonda soltanto sul fatto della forra abbandonata che sbocca sopra l'abitato, ma anche sulla notevole conoide di deiezioni fluviali che, precisamente al suo sbocco, si trova e sulla quale gran parte dell'abitato è costruita.

Dall'unito disegno, più che dalla descrizione, risulterà chiaro questo complesso dei fatti;

1°. Gran parte delle deiezioni affluite a costituire la penisola non trovasi allo sbocco della forra attuale, bensì a quello dell'antica, ivi superando di oltre 10 metri la isoipsa 100.

2°. La conoide che sta allo sbocco attuale non tocca la quota 100, ed è senza dubbio posteriore perchè le acque che la formarono, portandosi a contatto con l'anzidetta di Maderno, ne corsero il fianco sinistro, come ben si può constatare sul ripiano che si stende sopra la stazione del tram.

3°. Entrambi presentano più o meno evidenti quello scanno dovuto allo stazionare del lago interglaciale a più alto livello, per cui parte del piano sottostante può attribuirsi a basso fondo derivante dalla ablazione della sponda.

4°. Queste deiezioni pedemontane a falde declivi scendono fin sulle quote 72 - 75 passando poi

al piano livellato che va fino alla spiaggia, il quale forma la parte più ampia della penisola, in relazione al lago postglaciale.

5°. - L'andamento della spiaggia rivela la forte azione delle onde che, sospinte dal vento predominante di nord, scalgano la sponda di Toscolano incidendovi uno scanno e facendo migrare le ghiaie verso Maderno.

A testimonia di questa secolare ablazione della sponda nord stanno i ruderi dell'antica villa romana della famiglia Nonia, originariamente in riva al lago ed ora scalzati e sommersi; donde ebbe origine la leggenda popolare di una antica città di Benaco sommersa per cataclisma.

6°. - In causa della migrazione esercitata nei secoli, la penisola finì con l'assumere il significativo perimetro attuale, che dipende dall'azione combinata delle onde e dell'apporto fluviale.

Per i quali fatti, mentre a sud si andò formando il prezioso porto naturale di Maderno, al riparo dei venti dominanti, - sulla sponda di Toscolano non si hanno che darsene artificiali, e non è praticabile l'approdo dei piroscafi.

Penisola di Fasano.

Fatti analoghi si osservano anche in questa penisola, anzi più caratteristici di quelli di Maderno.

La strada che viene da Salò taglia a mezza costa il declivio poco al di là della darsena del Vittoriale,

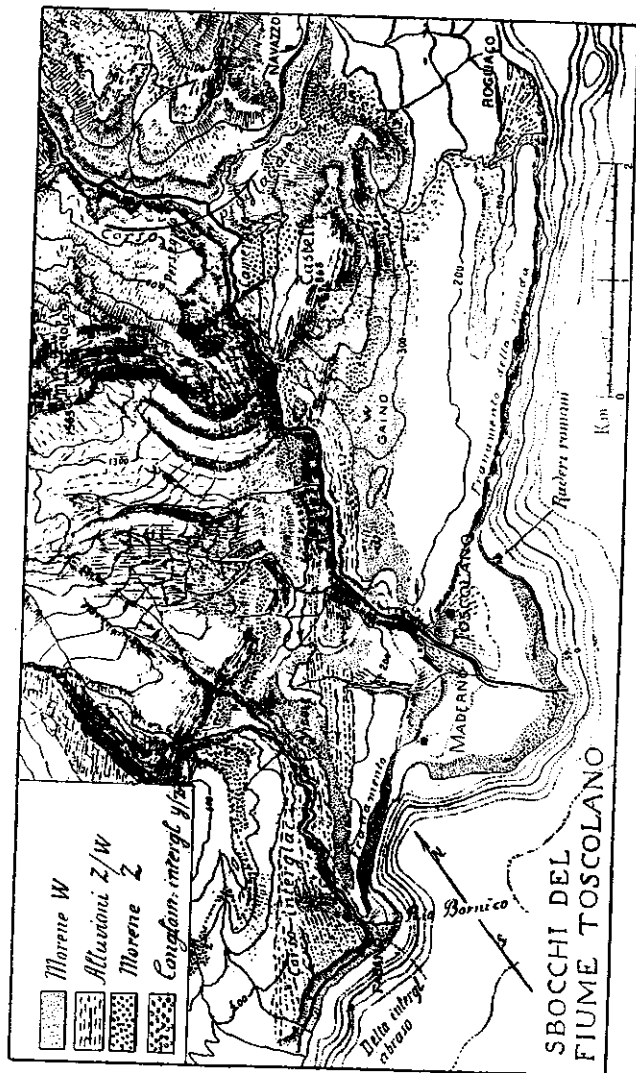
ed in questo taglio netto si vedono ben delineate le caratteristiche di un deposito deltoide, con ghiaie stratificate alquanto cementate in modo da mantenere in perfetta stabilità la parete ripida del taglio stesso.

Dall'accesso al Vittoriale (dove troviamo banchi di più tenace conglomerato) fino a Fasano, il modellamento della sponda presenta lo scanno lacustre ben delineato; - la strada nazionale passa a mezzacosta, e mentre al lago si stende più o meno ampia la spiaggia occupata da ville e giardini, sale ripido a monte il detto scanno fino all'incontro della falda della conoide.

Questo scanno così ben delineato si protende fino a Fasano, gira sotto la chiesa e si tronca allo sbocco della forra, senza prosecuzione alcuna al di là del ruscello. Onde è chiaro il fatto di una conoide interglaciale recisa al piede dalle correnti fluvio-glaciali W.

Analogamente a quanto avviene sulla spiaggia di Toscolano, anche la sponda orientale di questa penisola, battuta dal vento dominante, presenta un piccolo scanno con conseguente fenomeno di migrazione delle sabbie verso sud.

La penisola di Barbarano presenta fenomeni analoghi ma molto meno pronunciati, - la strada nazionale passa a mezzacosta lungo lo scanno lasciando a monte i residui delle spiagge del lago interglaciale.



ciali ed a valle il vero delta dovuto agli apporti del ruscello con modellamento della linea di spiaggia evidentemente dovuta al fatto della migrazione delle sabbie per l'azione delle onde; per cui la penisola riesce troncata ad oriente e lungamente protesa verso sera, dove finisce al palazzo Martinengo.

Penisola di Torri.

A circa quattro chilometri a nord della punta di S. Vigilio, la regolarissima sponda veronese presenta la penisola pianeggiante dove sorge l'abitato di Torri, - penisola che non ha caratteri di delta fluviale come quelle della sponda occidentale, ma piuttosto di un ampio interrimento pedemontano.

E' una zona di interrimento di oltre trecento metri di larghezza sopra una lunghezza di oltre un chilometro, la quale, come le bresciane, rivela il fatto della migrazione delle sue spiagge verso sud, sotto l'azione del vento dominante.

E perciò è troncata a nord dalle onde che vi incisero uno scanno e protesa a sud, dove si restringe allineandosi con la sponda rocciosa.

Il declivio sovrastante si eleva quasi tutto formato dagli strati titoniani del noto marmo giallo, regolarmente inclinati verso il lago, terminando al breve ripiano morenico di Albissano sulla quota 300 - per riprendere più a monte; declivi e ripiani regolari decorrenti parallelamente alla sponda la-

custre dai quali non scendono alla penisola che alvei asciutti per il deflusso delle pluviali. Onde non vi ha bacino di qualche importanza dal quale possa ritenersi affuito il materiale della penisola.

La penisola può quindi attribuirsi ad un frantumamento locale che sarebbe confermato dall'andamento delle isobate della spiaggia circostante indicanti una base subacquea molto estesa, non certamente attribuibile a formazione deltoide. Base formata da frammenti di scaglia rossa e di Eocene visibili lungo la spiaggia stessa.

Si tratterebbe cioè di un frammento di scaglia rossa che scivolando formò la base subacquea, sulla quale si stesero poi abbondanti detriti di dilavamento del pendio morenico. Fatto non eccezionale ove si pensi agli analoghi e ben più importanti avvenuti nei pressi di Malcesine e soprattutto a quest'altro che va notato per la descrizione locale.

A nord di Torri, la sponda lacustre è uniforme, costituita da strati a crinoidi regolarmente inclinati fino alla sponda e quasi integralmente denudati; - a sud della penisola il declivio presenta il titoniano e lembi sconnessi di scaglia rossa e di infracreta che si vedono in parte scivolati sul titoniano affiorante in piccole finestre.

Lembi il cui spostamento fu dal KOKEN ritenuto effetto di un trasporto glaciale. (1)

(1) Bewegung grosser Schichtmassen durch glacialen Druk. Centralblatt f. Mix und. Geol. - 1900 s. 115.

Franamento, il quale molto probabilmente portò con sè anche notevoli masse moreniche, perchè, precisamente in corrispondenza dell'inizio meridionale della penisola, si vede scomparire quel vasto terrazzo di S. Ezechiele che, per oltre un chilometro e con ampiezza di oltre 300 metri, si stende sulla quota 300 lungo il sovrastante declivio, fino alla casa Bianca.

D) PIANURA MANTOVANA - VERONESE

La parte nord del foglio « Mantova » presenta la prominenza morenica meridionale e la conoide ghiaiosa Z che è seguito e fine di quella rappresentata nel foglio sovrastante. Grande conoide che, per conformazione e per origine, consta di tre parti:

La *occidentale*, che deriva esclusivamente dal cono di transizione delle morene frontali Castiglione-Solferino-Cavriana, - poco estesa e protraentesi a valle in alvei ghiaiosi incassati in terreni più antichi.

La *mediana derivante* dal regime idro-glaciale del Mincio, la quale, per l'intervento di acque più copiose, si protrae di oltre dieci chilometri a mezzodì, fino a Rivalta ed, in sinistra del Mincio, fino a Roverbella ed al corso del Tione.

La *orientale*, derivante dal regime idro-glaciale dell'Adige, la quale, ancora più espansa della precedente, dal corso del Tione (dove si accosta e si confonde con quella del Mincio) si estende fino al piede dei colli veronesi con l'unghia che si svolge

sopra una zona assai vasta, passando per Povegliano, Buttapietra, ed Oppeano.

Questo complesso di terreni ghiaiosi poco ferrizzati e molto permeabili costituisce l'alto agro mantovano e veronese al cui limite meridionale decorre la zona delle sorgenti. Ma pur nella sua vastità, esso si presenta come una parte secondaria e quasi una accidentalità locale in testa alla più grande estensione dei terreni antichi sui quali si è deposto nel periodo Z. Onde è opportuno trattare innanzitutto di questi, ritornando più avanti sui particolari dei terreni ghiaiosi.

La vasta e profonda incisione del Mincio mette in vista il profilo della parte alta della pianura, nel quale distintamente si vede che la conoide ghiaiosa si stende sopra un terreno argilloso-calcareo giallastro tenacissimo che poi affiora a valle dell'agro ghiaioso, costituendo la massima parte della bassa pianura.

Questo terreno tenace che, adottando il termine proposto dal PAGLIA, chiameremo *cretoso*, appartiene perciò al Neozoico antico, e come venne più sopra esposto, (pag. 64) sembra sovrapporsi alla formazione probabilmente X dei dorsì di Medole.

Onde potrebbe rappresentare un deposito del grande periodo interglaciale.

La sua estensione è grande; è il principale della bassa pianura mantovana e della cremonese, delimitato ad oriente da antiche alluvioni di sabbie fine dell'Adige. (Nogara - Isola della Scala - San-

guinetto ecc.) e ad occidente da analoghe alluvioni dell'antico Oglio che scendeva verso Cremona; - vasta estensione che sopra un fronte E - W di 30 chilometri costituisce un piano a mite pendenza (0,80 per mille) verso S.E.

Tra i due antichi corsi che lo delimitano, i minori contemporanei segnarono in questo piano cretoso zone di sabbia fina che indicano i rispettivi deflussi originari, zone che furono rilevate e rappresentate nella unita planimetria generale.

Il rilievo è dimostrativo, ma limitato, come è alla sola superficie, non può dare che un concetto soltanto parziale del fenomeno, e cioè dell'ultimo stadio di quella idrografia locale, non già del ben più complesso regime generale che diede il grande insieme dell'interrimento.

Perchè ove si rappresentassero le stesse correnti in base ai dati dedotti dai pozzi, queste si troverebbero quasi sempre spostate a seconda delle profondità.

Ciò è anche intuitivo, perchè trattandosi di terreni esclusivamente fini che attestano deflussi lenti tra vasti ristagni, esula l'idea dei corsi d'acqua a decorso fisso come gli attuali.

L'andamento superficiale rilevato e rappresentato non è quindi che un saggio di quell'antica idrografia a regime rigurgitato sopra estensione sì vasta, nel quale le varie correnti affluite dai bacini di allora erano per loro natura vaganti. Dal quale fatto emerge la difficoltà di prevedere, pur con i dati desunti

da pozzi vicini, quali terreni si incontreranno in un pozzo da costituirsi.

Onde può dirsi che questo terreno ad elementi fini — cretoso o sabbioso — non è che l'ultimo strato di quel vastissimo interrimento che scende a grandi profondità sotto il livello del mare, come lo dimostrano le terebrazioni che in diversi punti di queste pianure si fecero senza raggiungere i giacimenti marini pliocenici.

Grande interrimento che perciò ebbe il suo inizio nel pleistocene stesso e con alluvioni varie, glaciali ed interglaciali, del Po e dei suoi vari affluenti, andò senza interruzione costituendosi e di fronte al quale le dejezioni pur sì grandiose derivanti dagli anfiteatri morenici Z e W non rappresentano che un ammanto superficiale e soltanto pedemontano.

Ciò per dare, almeno in abbozzo, un'idea del fenomeno grandioso il cui studio è appena all'inizio; abbozzo che tuttavia prospetta la importante questione del bradisismo veneto e del suo limite entro la valle del Po.

In seguito al quale fenomeno di affondamento, molte formazioni evidentemente costituite in superficie si trovano oggi a profondità talvolta notevoli sotto il livello del mare.

Il breve spazio concesso a queste note non consente di andare più oltre nel vasto argomento; limitiamoci perciò a fissare i limiti superficiali di questi

terreni fini del neozoico antico. Sul Cremonese essi si spingono a sud fino all'antico corso dell'Adda, e cioè fino alla linea W - E che da Cremona, per Pieve d'Olmi, Castelponzone, Cividale, va fino alla confluenza dell'Oglio.

Tra questa linea ed il corso attuale del Po non resta che una zona in gran parte costituita da ex alvei del Po e dell'Adda, nella quale, come isole superstiti in un campo di vasta erosione, emergono lembi di terreni antichi, e nulla si trova sulla opposta sponda emiliana, perchè ivi è tutto deposito recente dei fiumi dell'Appennino e del Po.

Non altrettanto avviene invece nella pianura mantovana, perchè a valle della confluenza dell'Oglio, i terreni antichi, - cretosi o sabbiosi, - vanno fino al Po e lo oltrepassano portandosi sulla destra dove, tra Guastalla e S. Benedetto, affiorano in quelle campagne fino al corso del Po vecchio e più oltre.

Ciò per il limite meridionale; - passando poi al settentrionale, siamo di fronte al fatto complesso del loro passaggio ai terreni più recenti Z e W che in vario modo vi si sovrappongono, ed al fatto molto importante della deviazione dell'Oglio inferiore verso S.E.

Passaggio dalle pianure ghiaiose Z ai terreni antichi.

E' ovvio che questo avviene per sovrapposizione, come risulta evidente nella grande incisione del Mincio. Ciò in linea massima; ma è pur chiaro che ove

le correnti Z si localizzarono fissando i rispettivi corsi lungo il piano antico a valle, ivi si pronunciarono, più o meno profonde le incisioni, a norma dei richiami esercitati dal drenaggio dei fiumi collettori.

Tali incisioni sono quindi molto pronunciate nella pianura bresciana drenata dal corso trasversale dell'Oglio, sono minori nella pianura mantovana-veronese per la maggiore distanza dei collettori, e soprattutto per il fatto che il corso del Po è ivi assai poco profondo.

Incisioni in parte interrite dalle alluvioni ghiaiose e seguite poi dai corsi d'acqua del susseguente periodo W e dai postglaciali, dovuti in gran parte a sorgenti.

Onde avviene che la linea di confine tra i terreni ghiaiosi Z e gli antichi dipese da condizioni esclusivamente idrologiche; - dove le acque Z erano abbondanti costituendo deflussi localizzati, ivi avvenivano protrazioni a valle per fluitazione, come nel Mincio nella cui incisione le ghiaie si spingono fino ai laghetti di Mantova, o nel Tione che le porta oltre Castel d'Ario.

Dove le acque torbide e sovraccariche di materiale si espandevano sul piano antico, ivi il limite del deposito dipendeva esclusivamente da una progressiva diminuzione della percentuale di acqua fluitante; la quale avveniva per una specie di autodrenaggio della massa fangosa. Poichè, progredendo nel suo lento cammino, la massa si va progressiva-

mente impoverendo di acqua che sfugge più veloce, fino a che si immobilizza.

Ciò risulta da studi sui torrenti montani ed ha esatta applicazione anche in questi casi di idrodinamica glaciale, spiegando in tal modo anche molti di quei piccoli dorsi ghiaiosi che, come a Guidizzolo, a Cereta, a Calvisano ed altrove, si trovano nelle pianure Z, - da non confondersi con altri derivati da fenomeni di erosione, o meteorica (come nelle sabbie fine di Casalmaggiore e di Olmeneta, ed in generale in tutte le campagne a terreni fini) - o fluviali come avviene nel caso tipico dei dorsi sabbiosi della pianura antica (Isola della Scala, Soresina, ecc.) che emergono dalla pianura perfettamente livellata da antiche piene lentamente dilaganti.

Quei dorsi ghiaiosi Z, non sono quindi che masse cospicue di materiale fangoso migrante che per rapido disperdimento dell'acqua contenuta, ivi furono immobilizzati.

L'alto agro mantovano presenta in destra del Mincio una zona ghiaiosa ristretta in confronto dell'agro veronese, e ciò per la grande scarsità di afflussi fluvio-glaciali sulla fronte delle morene benacensi.

Ivi il cono di transizione ghiaioso è breve e di varia estensione a seconda delle condizioni locali delle morene sovrastanti, con brusco passaggio al terreno cretoso, (vedasi specialmente alle colline della Volta).

L'incisione delle acque Z e W nella pianura cretosa è evidente a Nogarole Rocca, sulla sinistra del Tione, - e con altri caratteri si presenta a N.E. di Roverbella dove dal vasto piano fluvio-glaciale ghiaioso e sorgentizio si vede emergere una piccola altura che, di primo acchito, sembra una collina. Ma trattasi di un semplice avanzo della pianura cretosa, il quale, così circondato da acquitrini, si presentò da secoli molto adatto per luogo fortificato, onde si ebbe il vasto recinto di Castiglione Mantovano che misura un'area di oltre sei ettari.

L'altezza che lo fa sembrare una collina è data da un cospicuo argine di circa dieci metri sul piano elevato con la materia scavata per approfondire ed ampliare la palude circostante, il quale circonda un piano ora coltivato ed abitato, dato probabilmente dall'altura naturale superstite dell'erosione.

La disposizione a cerchia rettangola di questo argine e la presenza di frammenti di tegole che si vedono commisti al terreno, accertano della sua origine artificiale, che secondo C. CANTÙ sarebbe opera di STILICONE nel 403.

Sul quale argine in terra, dopo otto secoli ben assettato da sembrare quasi una morena, nel 1228 la Repubblica Mantovana avrebbe edificato le mura che oggi si vedono.

L'esame del terreno confermerebbe l'idea di queste due fasi storiche della costruzione, - e sul lato di sera si può vedere un bella sezione del terra-

pieno sopra il quale, molto consolidato, sorgono le mura.

Ciò valga ad evitare inutili ricerche di quegli studiosi che, vedendo il rialzo soltanto da lungi o segnato sulla carta, vi sospettassero una cospicua emergenza naturale.

Ma per quanto così ridotto a ben più modeste proporzioni, un residuo di pianura cretosa è evidente, il quale attesta una estesa abrasione del piano antico nei dintorni con sorgentizio abbondante le cui acque si raccolgono per formare i colatori Essere e Molinella che scendono lungo incisioni nel piano cretoso a Castelbelforte affluendo nel Tione a Castel d'Ario.

Ma a questo proposito è necessario mettere in chiaro un fatto importante, e cioè la comparsa, a SW di Solferino, di un terreno rosso, profondo, argilloso o sabbioso, agronomicamente ottimo, ben distinto dal solito strato di ferretto di alterazione locale, sempre poco abbondante sulle deiezioni Z.

I caratteri generali di questo terreno e la presenza in esso di elementi calcari affermano tale distinzione, onde non può ritenersi indice di maggiore antichità del suolo, assimilandolo ai terreni Y completamente decalcificati e ben più compatti.

Trattasi piuttosto di un terreno di trasporto dovuto ai deflussi di pioggia nel periodo W e nel post-glaciale, proveniente dal dilavamento delle morene

e dei ripiani più o meno ferrettizzati delle sovrastanti cerchie.

La sua distribuzione rende certi di ciò, perchè molto ineguale ne è la distribuzione, sempre localizzato verso l'unghia delle conoidi ghiaiose, dove il suolo è meno declive, o nelle depressioni.

Gli alvei degli scaricatori fluvio-glaciali Z, sono generalmente interriti da questo terreno fluitato, alvei che talvolta si incassano per lunghi tratti a valle entro il suolo cretoso.

Tra Castiglione e Solferino, tale terreno rosso più o meno sabbioso è in più luoghi abbondante, come pure nei dintorni di Guidizzolo e di Foresto.

Il terreno cretoso, col quale va spesso a contatto, si distingue da questo per il suo colore gialliccio, per la sua tenacità ed impermeabilità e per l'abbondanza del calcare, che le analisi trovarono sul 20 % nello strato superficiale e dal 35 al 40 % nel sottosuolo.

La quale abbondanza dà luogo sovente alla formazione di bambole (*poupeès*) analoghe a quelle del Loess, concrezioni calcari multiformi e di assai varia dimensione, dai Mantovani chiamate *castracan*; - più abbondante sul Mantovano che sul Cremonese.

I massi erratici delle pianure.

I massi erratici dell'apparato benacense non si limitano alle sole morene ma vanno più oltre, portandosi a sud di vari chilometri. Nella pianura man-

tovana, si trovano numerosi sui dorsì di Medole, e lungo il corso dell'Osone.

Massi non mai calcari, ma soltanto di rocce paleozoiche in incipiente decomposizione, i quali sembrano in relazione alla espansione Y.

La loro presenza nella pianura potrebbe far pensare ad espansioni glaciali assai più ampie di quelle che costituirono gli anfiteatri,

A Guidizzolo, a Cereta ed altrove il fatto è ben comprensibile perchè ivi stanno all'unghia delle conoidi ghiaiose; - non così nel caso di Medole e di Redondesco, in condizioni diverse; tuttavia, ove si pensi alla grande importanza delle correnti fangose di allora le quali facilmente trascinarono i macigni come tuttora avviene nel regime dei torrenti montani, il fatto non è più sorprendente; e specie ove si consideri che la linea di Redondesco si trovava allo sbocco della grande vallata benacense dalla quale affluirono alla pianura mantovana le stesse materie del suolo cretoso nel neozoico antico.

Altre cause potranno fors'anche ammettersi in questo fatto; comunque, è da escludersi per più ragioni la fluitazione di tali massi per forza viva di acque correnti, analoga a quella che è normale negli alvei ciottolosi.

Ed è pure da citare il fatto di molti massi paleozoici che si trovano anche nella bassa pianura cremonese.

A Sospiro, a Cella Dati, a Ca d'Andrea, a Voldo ecc., è facile trovarne di varia mole fino al peso di più quintali. Ma è da notarsi che questi furono sempre visti negli abitati e mai in aperta campagna, il che fa pensare all'opera dell'uomo che nei dintorni li raccolse e per vari usi li condusse presso le abitazioni.

Ciò come criterio di massima per i vari casi analoghi; che se poi consideriamo questo dei massi cremonesi per i quali una interpretazione idrogeologica può rasentare l'inverosimile, sarebbe fors'anche ammissibile un trasporto da forti distanze avvenuto all'epoca romana, nella quale tante e sì importanti opere stradali ed idrauliche vennero compiute nel territorio cremonese.

L) MOVIMENTI POST - PLIOCENICI DEL SUOLO.

Il sollevamento epirogenico portò in alto il sistema dei peneplani pliocenici con le inerenti spiagge marine che fissavano il livello di base della erosione di allora.

Nella regione studiata, abbiamo depositi costieri alle quote 54 (nei sondaggi dall'Oglio a Brescia) - 150 a Castenedolo, - e 500 a Salò, - le quali disparità forti di altimetria dimostrano che tale sollevamento non fu uniforme in tutta la regione ma diverso a seconda delle condizioni locali.

La quota 500 del deposito di Salò non autorizza quindi a ritenerla come il *massimo raggiunto dal sollevamento regionale*, e specialmente in vista degli evidenti terrazzi che nel monte Baldo si svolgono tra le quote 1000 - 1200, - al disotto del quale livello la montagna presenta su ambò i fianchi una struttura a zolle staccate e talvolta aberranti e semise-polte nel piano neozoico.

Tale struttura frammentaria non è evidente soltanto nel monte Baldo *ma caratterizza anche tutta la zona pedemontana fino all'Oglio, il che dimostra l'unità di questo fenomeno disgiuntivo che si verifica su tutta la fronte dall'Oglio all'Adige penetrando per buon tratto anche entro le valli.*

Fenomeno dovuto a condizioni speciali del sollevamento lungo tale zona, onde i caratteri degli sbocchi vallivi sono ivi molto interessanti per l'evidenza dei fenomeni ai quali la loro apertura è attribuibile, non analoghi ai bergamaschi.

E precisamente in vista di tali fatti, che nel monte Baldo, sono chiari, *si prospetta la possibilità di una fondata discriminazione tra gli effetti di questi, dovuti esclusivamente a sforzi verticali, e dei precedenti dovuti al corrugamento.*

I fatti citati in queste Note proverebbero che il sollevamento si è iniziato nelle parti alte dei bacini pliocenici, *prima della ritirata del marè*, propagatosi poi verso la vallata con l'apertura degli sbocchi vallivi e l'irruzione delle alluvioni pleistoceniche.

Da questo fatto in poi nulla risulta quivi che

possa attestare un protrarsi del fenomeno sollevante durante il neozoico antico fino a tutto il grande interglaciale Y - Z: periodo di quiete, durante il quale si costituiva il vasto interrimento dei materiali fini delle pianure in sinistra del Po, e si abbozzava l'avvallamento glaciale del Benaco, (non ancora lago) sul livello degli sbocchi delle vallate lombarde, e cioè verso la quota 200, come attestano i conglomerati di Gardone (vedasi pag. 76).

Ma passando dal neozoico antico al recente, e cioè dal periodo Y al Z, l'ambiente si rinnova ed il nuovo ghiacciaio che scende nella vallata benacense trova lo sbocco depresso a S.E.; per cui, abbandonate sulla destra le vecchie morene, costruisce a sinistra il nuovo anfiteatro, scavalcando perciò l'ala sinistra del precedente e respingendo l'Adige verso Verona (vedasi pag. 69).

Questo fatto *che non ha riscontro negli altri anfiteatri* è quindi da notarsi perchè è intimamente connesso con un ringiovanimento del regime idrografico della valle del Po e con un complesso di altri fatti avvenuti anche a monte, tra i quali la frantumazione e la successiva scomparsa per erosione idroglaciale della diga rocciosa da S. Vigilio a Sirmione, (già sponda al ghiacciaio Y), onde venne ad ampliarsi a mattina il bacino lacustre.

Questi fatti cospicui e gli altri che vedemmo presentarsi tra Garda ed Adige non si estendono di molto in seno alla pianura lombarda ma sembrano localizzati alla sua parte sud-orientale con estensio-

ne al Veneto e ad una parte della regione emiliana entro limiti non ancora ben noti.

Fatti con carattere di spostamenti esclusivamente negativi, ossia di tipici abbassamenti i quali coinvolgono la pianura mantovana e parte della cremonese con conseguenti spostamenti della idrografia padana ringiovanita per l'avvicinarsi delle foci in mare.

A conferma del concetto dell'affondamento stanno i risultati ottenuti con i pozzi trivellati nelle dette pianure, sotto le quali si trovano sepolti, a più decine di metri sotto il livello del mare, le formazioni superficiali, come torbe, depositi palustri od alluvioni fluviali.

L'inizio di tale affondamento coincide all'incirca con quello della espansione che in queste Note chiamammo Z, corrispondente alla rissiana del PENCK, realizzando un dislivello che, misurato allo sbocco dell'Adige, può ritenersi di circa cento metri, notevolmente attenuantesi col suo procedere verso ponente.

Al quale fatto si deve la quota assai bassa del lago di Garda (65) sotto la media (193) dei tre laghi in Lombardia.

La fase massima del fenomeno fu al suo inizio, con conseguente spostamento a S.E. del deflusso glaciale. Ma nei particolari dell'anfiteatro morenico si nota la tendenza del ghiacciaio stesso a reiterate protrazioni a S.E., le quali fanno supporre il persistere di un lento abbassamento durante tutto il periodo Z e fors'anche a tutto il W.

Le morene fresche che vedemmo portarsi all'esterno delle cerchie maggiori confermerebbero questo modo di vedere; onde, se così stanno le cose, - se cioè il fatto dell'abbassamento si dimostra continuato lungo tutto il glaciale recente, potrebbe ritenersi che il bradisismo veneto dei tempi storici e tuttora attivo sia una continuazione, quasi diremmo assintotica, di quel grande evento che segna il passaggio dal glaciale antico al recente, *ed al quale si devono le principali differenze tra la pianura lombarda e la veneta.*

E qui è degno di nota il fatto della data di questo affondamento che, *stabilita in base a studi esclusivamente locali*, (tra Chiese ed Adige) *coincide con quella che i geologi attribuiscono al secondo sollevamento alpino.* (Fenomeno di isostasia ?)

Altri fatti osservati in montagna si potrebbero citare a prova di tale coincidenza, ma ciò esulerebbe dal nostro compito; - Nell'anfiteatro morenico può costituire una prova indiretta il fatto stesso della grandiosità delle cerchie moreniche accompagnate da tanta congerie di massi erratici di rocce cristalline e specialmente porfiriche, le quali nettamente si impongono sul suolo che si inclina a S.E.

L'abbondanza di tali erratici indica una attiva ripresa del fenomeno glaciale in ambiente dislocato di fresco; - ed ove si consideri che analogo sfacelo non si dimostra nelle morene del successivo periodo W, acquista fondamento l'idea del sollevamento che fu massimo a quell'inizio e forse cessato poco dopo.

Il quale stato di cose, - (pur dopo aver riconosciuto e dimostrato la oggettiva presenza delle quattro formazioni glaciali) - considerato da un punto di vista più ampio che inquadra il fenomeno glaciale con l'endogeno, *non presenterebbe, in questo punto, obiezioni al nuovo concetto delle due grandi glaciazioni recentemente prospettate dal BAYER.* Nel quale la seconda sarebbe costituita da due fasi (Moustieriana e Solutreana corrispondenti al Rissiano ed al Würmiano del PENCK, ossia alle nostre Z e W), con un interglaciale a zona libera di ghiacci sotto i mille metri.

E perciò il disaccordo nostro si limiterebbe alla distinzione tra la X e la Y (Günz e Mindel) che qui si fa per il glaciale antico e BAYER non fa nella sua prima espansione; - distinzione nostra che potrebbe riferirsi a fenomeni semplicemente locali.

Comunque, il probabile accordo con BAYER circa la seconda espansione glaciale sarebbe in armonia con i risultati di queste Note sulla divisione in due periodi - Z e W, (fasi del BAYER) del grande anfiteatro ascrivibile al quaternario recente.

Onde le cerchie maggiori comprovanti la coincidenza loro col sollevamento del bacino montano e con l'affondamento dello sbocco sarebbero rissiane, come qui si disse, e non würmiane.

INDICE

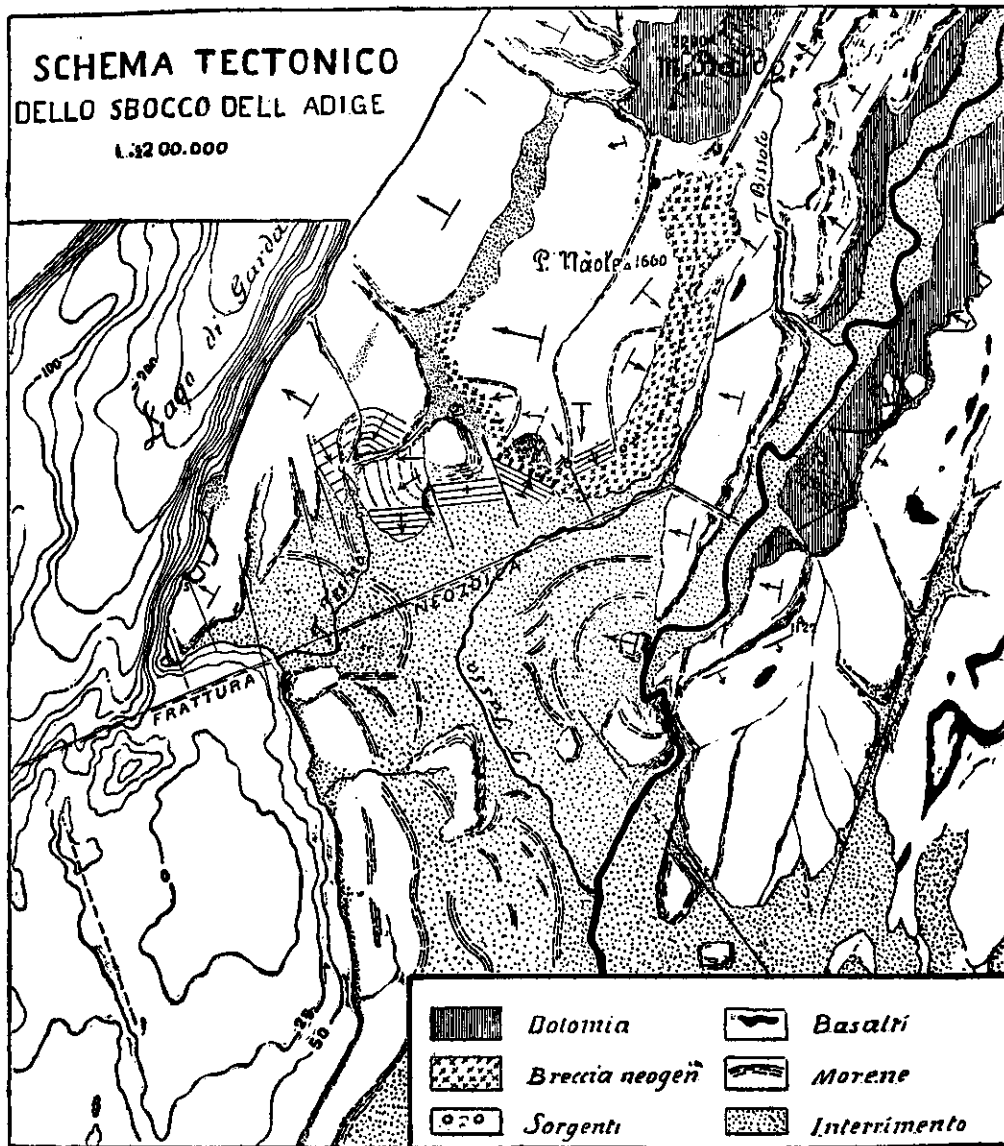
Caratteristiche dei fogli Peschiera e Mantova	Pag.	3
<i>A) STRATIGRAFIA DELLA REGIONE BRE-</i>		
<i>SCIANA</i>	»	4
Dolomia principale e Retico	»	5
Giura - Lias	»	6
Infracreta o Neocomiano	»	12
Cretaceo medio e superiore	»	13
Eocene	»	17
<i>B) CONFRONTO CON LE FORMAZIONI VE-</i>		
<i>RONESI</i>	»	18
<i>C) STRUTTURA DELLA REGIONE OCCIDEN-</i>		
<i>TALE</i>	»	22
<i>D) STRUTTURA DELLA REGIONE ORIEN-</i>		
<i>TALE</i>	»	32
<i>E) FORMAZIONI NEOGENICHE</i>		
Passaggio alle formazioni neozoiche	»	46
Conglomerato di S. Ambrogio	»	48
<i>F) L'ANFITEATRO MORENICO:</i>		
Generalità	»	49
I periodi glaciali	»	54
Breve cenno sulle formazioni X	»	62
Formazioni Y e loro relazioni con le Z	»	65
Esame della formazione Y	»	69
Corso interglaciale dell'Adige	»	72

Conglomerati interglaciali di Gardone	Pag. 74
Conglomerato di Portese	» 76
Conglomerati di Valsabbia	» 79
Esame del sistema morenico Z	» 80
Esame del sistema morenico W	» 89
G) ESAME DEL SISTEMA DELL'ADIGE	» 100
H) PENISOLE:	
Penisola di Toscolano	» 106
» » Fasano	» 107
» » Torri	» 110
J) PIANURA MANTOVANA - VERONESE	» 112
Passaggio delle pianure ghiaiose Z ai terreni antichi	» 116
I massi erratici delle pianure	» 121
L) MOVIMENTI POST-PLIOCENICI DEL SUOLO	» 123

TAVOLE

SCHEMA TECTONICO DELLO SBOCCO DELL'ADIGE

1:32 000.000



Il seguente profilo è allegato a chiarimento del cenno esposto alle pag. 62 e 63 sulle formazioni *x*.



Il deposito diluviale più o meno cementato, sottostante al materiale morenico y ferrettizzato, è ben visibile nelle incisioni dei ruscelli locali, sovrapposto al grosso banco di ferro *x*, in corrispondenza al quale si ha un orizzonte acquifero.

I depositi sottostanti affiorano estesamente al piede delle scarpate.

La breccia calcare scende nell'alveo del Chiese, e passa in sponda destra, dove i grandi macigni delle Mottelle di Prevalle ne sono gli spuntoni emergenti dal piano diluviale *y* z.

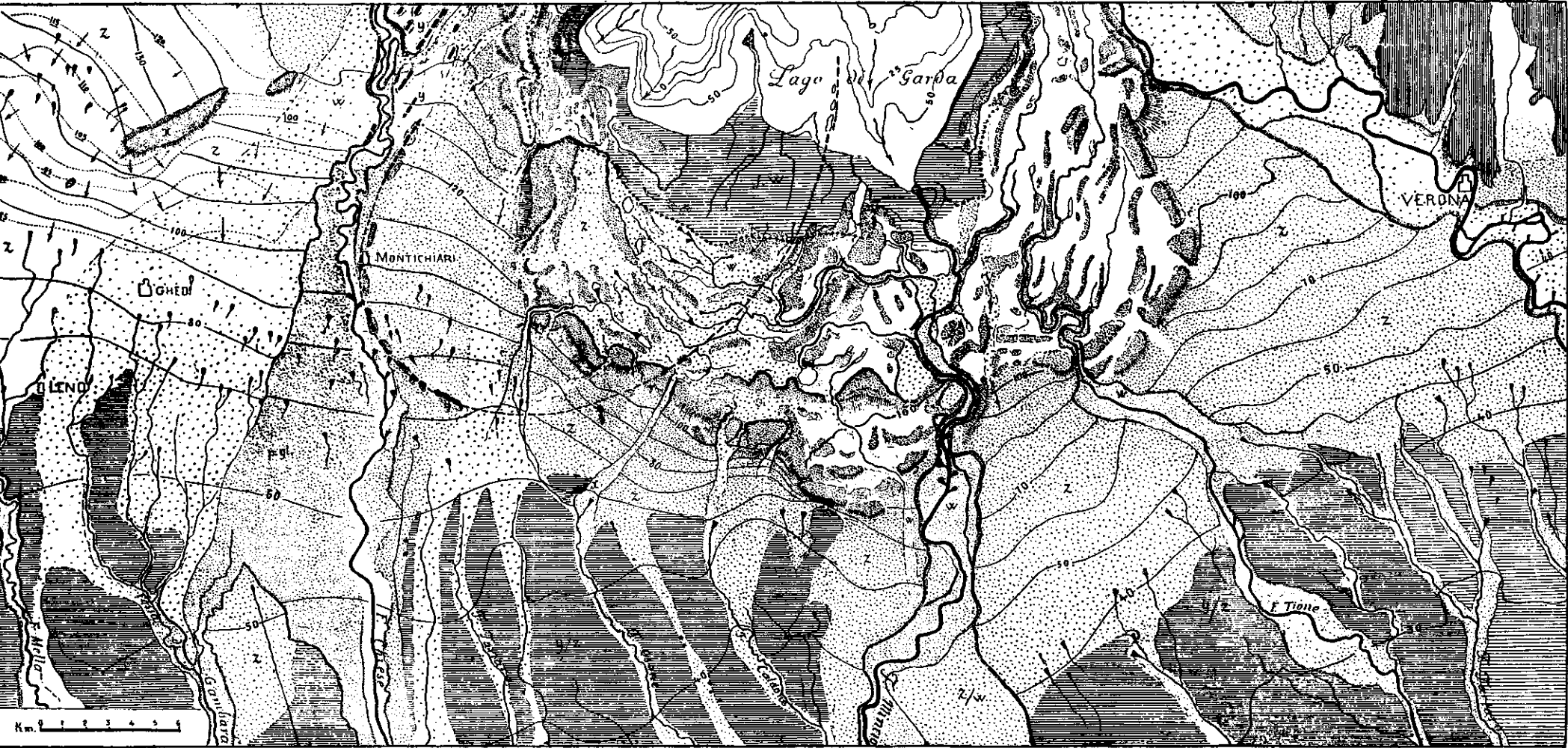
Dobbiamo ricordare che, in seguito alla sistemazione dell'accesso al cimitero di Medole, il dorso *x* citato a pag. 64 venne completamente spianato.



Nota - Si nota che il modellamento di queste morene è in gran parte determinato dalla presenza di noccioli rocciosi nel monte Corno e nel monte Falò (morene d'ostacolo).

La corrente alta del terrazzo di Padenghe si scaricò all'Arzaga — la sottostante si scaricò a Lonato, poi verso sud, terrazzando il ripiano che va a Castiglione.

Le piccole morene W depositate al decrescere dei deflussi ingombrano gli alvei e costituiscono il piccolo anfiteatro del Paradiso. (Vedi pag. 94).



IDROGEOLOGIA DELL'ANFITEATRO MORENICO

Comprende parte dei fogli al 100.000 - Brescia - Peschiera Verona - Cremona - Mantova e Legnago. Necessaria per rappresentare in tutto il loro sviluppo le dejezioni fluvio - glaciali dell' anfiteatro e le concomitanti Z del Chiese e dell'Adige, le quali si diffondono sul piano interglaciale cretoso Y/Z (tratteggio orizzontale).

Vi è tracciato l'andamento dell'anfiteatro Y costituitosi allo sbocco del primitivo avvallamento benacense. La parte occidentale di questo anfiteatro è visibile nelle colline ferrettizzate di Montichiari semisepolte dalle dejezioni Z; — la parte orientale forma l'infrastruttura delle colline mediane Z di Pozzolengo e continua negli scogli subacquei tra Sirmione e Peschiera.

L'andamento delle conoidi ghiaiose esterne è rappresentato dalle isoipse a tratto continuo dalla 30 alla 150; e parimenti le isobate del lago dalla + 50 alla — 50.

La linea a crocette segna lo spartiacque tra il bacino del lago e gli esterni.

La zona a tratteggio orizzontale *f. w.* indica le fanghiglie giallastre della conca centrale.

Sono segnate le sorgenti della pianura tra Mella ed Adige, alcune direttamente affluenti ai fiumi Mella, Chiese, Mincio ed Adige, le altre costituenti fiumi di pianura, come la fossa di Gambara, i due Tartari, l'Osone, il Tione etc. ed il sistema interno dell'anfiteatro rappresentato dai due Redoni e dalla Bissavola affluenti al Mincio.

In angolo N W della tavola, le linee punteggiate contrassegnate da numeri sottolineati indicano le isoipse della falda idrica defluente dalla quota 110 di Lombardia alla 80 tra Leno e Castiglione, falda speciale di raccordo in relazione alla diga pliocenica di Castenedolo che sostiene le acque pedemontane.

Si noti il fatto della prominenza meridionale delle colline moreniche (Volta Mantovana) le quali vanno quasi a contatto col piano cretoso senza interposte dejezioni.



V = Vobarno R = Roè T = Valico dei Tormini (227)

Vi = Villanova G = Gavardo

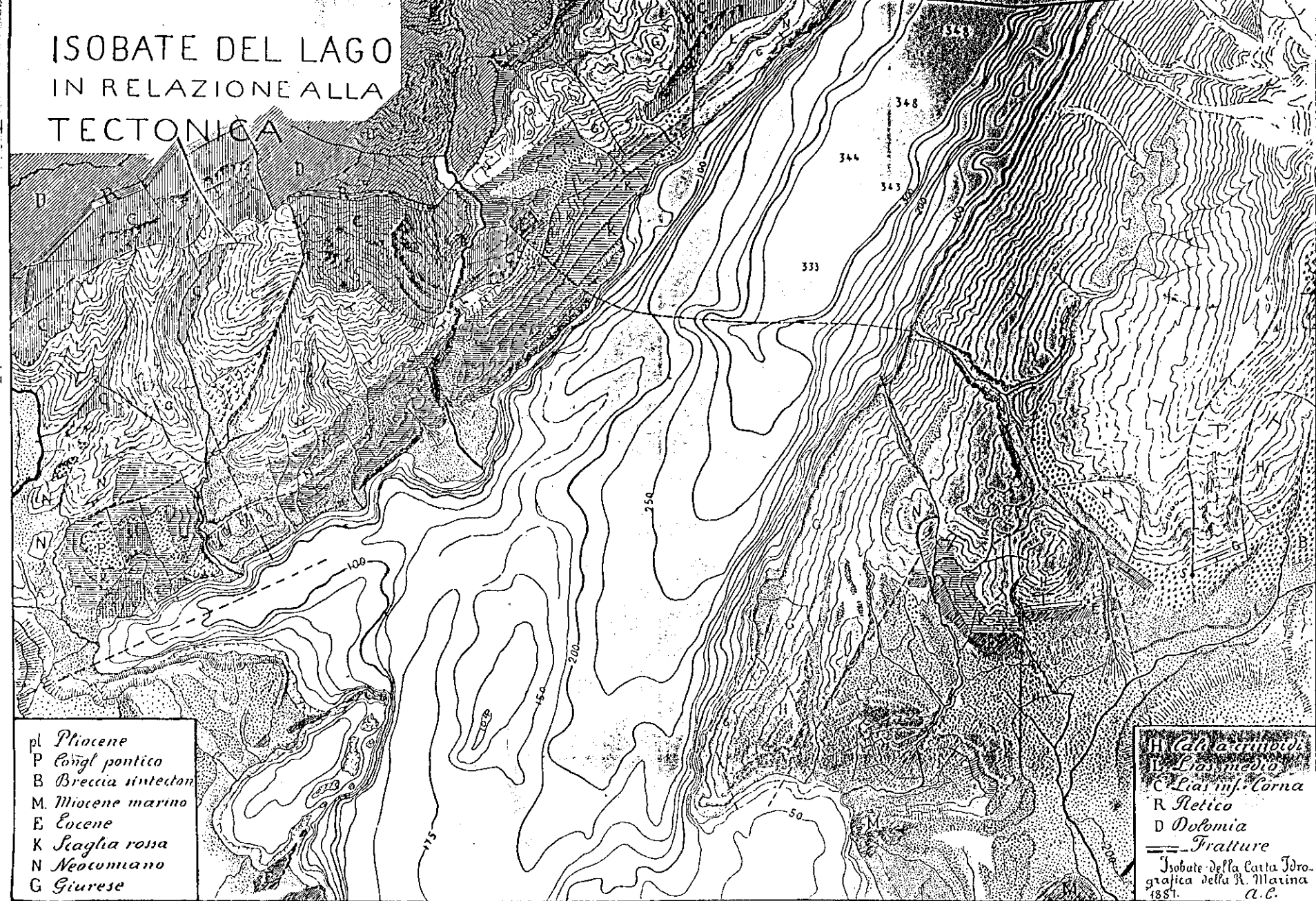
S.y = Scarico y S.Z = Scarico Z.

P = Sondaggio di Vobarno.

È notevole il fatto della conoide di materiale grossolano deposto a valle del monte Covolo, da uno scarico Y prima dell'apertura dell'alveo del Chiese fra T. e Vi.

È pure da notarsi il fatto dello scarico S. W. 1° al valico dei Tormini nella sede antecedente S. Z., — abbandonato più tardi per seguire lo scarico S. W. 2° verso Manerba all'abbassarsi dei livelli piezometrici del sistema W. (Vedi pag. 70).

ISOBATE DEL LAGO IN RELAZIONE ALLA TECTONICA



pl Pliocene
 P Congl. pontico
 B Breccia sintetton
 M. Miocene marino
 E Eocene
 K Saggia rossa
 N Neocomiano
 G Giurese

H *Calva grande*
 L *Lias medio*
 C *Lias inf. Corna*
 R *Retico*
 D *Dolomia*
 == Fratture
 Isobate della Carta Idro-
 grafica della R. Marina
 1887. A.C.

A complemento delle nozioni esposte in questi capitoli parve opportuno allegare la tavola riassuntiva qui di fronte nella quale, estesa ad una parte del foglio GARGNANO sovrastante al PESCHIERA, è schematicamente rappresentata la tectonica delle due Riviere di fronte con le isobate del lago comprese fra i due tratti di sponda.

Si richiama l'attenzione specialmente su queste isobate che rivelano il fatto non ancora ben noto di una sensibile differenza nel modellamento del fondo lacustre tra la parte superiore, dove predomina il tipico profilo a trugolo (con uno scanno lungo la sponda veronese al di sotto della isobata 100), e la parte inferiore dove il fondo è molto accidentato.

Parti diverse separate da una probabilissima frattura trasversale che, in prosecuzione di quella citata, che passa ad E del Castello di Gaino (pag. 31), incontra nella zona subacquea un avvallamento ben pronunciato tra i 200 ed i 330 metri di profondità. *Incisione trasversale non certamente dovuta all'erosione glaciale*, la quale risalendo la Riviera veronese trovasi in coincidenza col cospicuo vallone detto Val Sandalino che da Pai risale il declivio col carattere di spaccatura fin alla quota 600 ed ivi si biforca; il tratto a N andando al piano dei Cervi - e quello a S infilando l'ampio avvallamento dei Lumini. Il quale, come è esposto in queste Note, segna un evidente distacco della parte S del monte Baldo dal suo corpo principale

La planimetria di insieme rende evidente tutto ciò e prospetta anche la possibilità che analogo distacco post-pleistoceno si estenda anche sulla sponda occidentale; al quale distacco potrebbe forse attribuirsi l'avanzare verso S E della massa del Pizzocolo più sopra illustrato e chiaramente rivelato dalla struttura caratteristica che si estende dalla frattura della valle di Sôr a quella del M. Castello attraversante il Lago.