

Seenstudien in Niederländisch-Indien.

(Ergebnisse der Deutschen Limnologischen Sunda-Expedition.)

(Mit 8 Abbildungen im Text und 8 Bildern auf Tafeln VI—IX)

Von **F. Ruttner**, Lunz.

Die wissenschaftliche Erforschung der Binnengewässer hat in den letzten Jahrzehnten rasche Fortschritte gemacht. Sowohl in der Fragestellung wie auch in der Methodik anfangs auf den Spuren ihrer älteren Schwester, der Ozeanographie, wandelnd, hat uns die Limnologie zunächst die thermischen Verhältnisse in den Binnenseen kennen und auf biologischem Gebiet die Lebensgemeinschaften des freien Wassers, der Ufer und des Grundes der Seen in ihren Abhängigkeiten von der Umwelt erfassen gelehrt. In letzter Zeit ist die Chemie in den Vordergrund getreten, zahlreiche Forscher beschäftigen sich mit der vertikalen Verteilung der im Wasser gelösten Substanzen mit dem Endziel, Aufschlüsse über den Gesamtstoffwechsel eines Gewässers zu gewinnen. Der Limnologe betrachtet den See mit seinen geographischen, physikalischen und chemischen Eigenschaften, mit dem gesamten Leben, das ihn erfüllt, als eine Einheit und sucht die vielfältigen Wechselbeziehungen zwischen Organischem und Anorganischem, zwischen Belebtem und Unbelebtem innerhalb dieser Einheit zu ergründen.

Doch alle bisherigen Ergebnisse des jungen Wissenszweiges wurden mit wenigen Ausnahmen an Gewässern der gemäßigten Zonen, vor allem an den Seen Europas und Amerikas gewonnen. Über die Binnenseen anderer Klimate, vor allem über die der stets gleich temperierten Tropenzone hatten wir nur sehr geringe Kenntnis. Um diese Lücke teilweise auszufüllen und mit einer Untersuchung der tropischen Seen vom Standpunkt der kausalen Limnologie den ersten Anfang zu machen, haben die Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft und die Kaiser-Wilhelm-Gesellschaft in Berlin im Sommer 1928 eine Expedition entsendet, an der neben Prof. Dr. A. Thienemann (Plön) und Prof. Dr. H. Feuerborn (Münster) auch ich mit dem Mechaniker der Lunzer Biologischen Station, K. Herrmann, teilnehmen durfte. Als Ziel für diese Deutsche Limnologische Sunda-Expedition wurde Niederländisch-Indien gewählt, da dieses Gebiet nicht nur reich an Gewässern der verschiedensten Art ist, sondern auch als das verkehrstechnisch best-

erschlossene Tropenland der Erde bezeichnet werden kann. Dieser Umstand ließ die Bewältigung eines weit gesteckten Arbeitsprogrammes auch bei Anwendung moderner, das Mitführen einer umfangreichen Apparatur erfordernder Methoden erhoffen.

Die Ziele der Reise waren naturgemäß vor allem biologischer Natur. Doch bringt es die oben skizzierte Arbeitsrichtung unserer Wissenschaft mit sich, daß der kausal forschende Limnologe auch mit anderen Wissensgebieten, wie Geographie und Geologie, Klimatologie und Hydrographie, oft in enge Berührung kommen muß. Deshalb glaubte ich der überaus freundlichen Aufforderung, vor einem in erster Linie geographisch interessierten Publikum über unsere Reise zu berichten, mit gutem Gewissen folgen zu dürfen.

Ich will im folgenden einige Beobachtungen auswählen, die mir in geographischer oder geologischer Hinsicht irgendwie von Belang zu sein scheinen. Doch muß ich insbesondere bezüglich des ersten Teiles meiner Ausführungen, die von den Typen und der Entstehung der Seen Insulindes handeln sollen, um eine gewisse Nachsicht bitten, da ich ja hier nur als Laie sprechen kann. Immerhin möchte ich gerade in diesem Bewußtsein die Gelegenheit nicht vorübergehen lassen und insbesondere einige bisher nicht verzeichnete Feststellungen im Gebiete des Tobasees der fachmännischen Kritik unterbreiten. Der zweite Teil des Vortrages soll sich mit unseren hydrographischen Untersuchungen, insbesondere mit jenen über die Schichtung in Tropenseen beschäftigen, ein Gebiet, auf dem wir Limnologen mehr zu Hause sind.

Zunächst einige kurze Angaben über unseren Reiseweg: Wir landeten am 7. September 1928 in Batavia und begaben uns nach Buitenzorg, um in dieser geistigen Zentrale Insulindes, von allen wissenschaftlichen Stellen, sowie von der Niederländisch-Indischen Regierung in überaus entgegenkommender Weise gefördert, unsere Reisen vorzubereiten und die ersten Erfahrungen auf dem Gebiet der tropischen Limnologie zu sammeln. Anfangs Oktober reisten wir nach Ostjava und schlugen für 2 Monate unser Laboratorium in Klakah, einem kleinen Städtchen am Fuße des Lamongan-Vulkanes (südöstlich von Surabaja) auf. Eine Anzahl von kleinen, aber sehr interessanten Maaren war dort Gegenstand unserer Arbeiten. Hierauf verlegten wir unsere Tätigkeit nach Mitteljava, untersuchten zwei Bergseen am Lawu und Willis (Telaga Pasir und Telaga Ngebel) und kehrten in der Weihnachtswoche nach Buitenzorg zurück. Hier wurde nun eine auf 4 Monate berechnete Reise nach Sumatra vorbereitet. Wie im Landschaftsbild, so zeigen Java und Sumatra auch im Charakter ihrer Seen auffällige Unterschiede. Auf Java wohl zahlreiche, aber durchwegs kleine Seen, deren Oberflächenareal

nur selten 2 km² überschreitet, auf Sumatra gewaltige Becken von großer Tiefe. Das Toba-Meer in Nordsumatra ist mit einer Wasserfläche von 1130 km² doppelt so groß als der Bodensee und übertrifft fast alle europäischen Seen an Tiefe (450 m). Drei weitere (Ranau in Südsumatra, Singkarak und Manindjau in den Padangschen Bovenlanden) haben Ausdehnungen um 100 km², sind also immer noch 4—5mal so groß als der Traunsee. Auch die übrigen, der Laut Tawar im äußersten Norden, Danau di Atas und Danau di Baruh im Gebiete von Padang, schließlich der See von Korintji in Mittelsumatra sind sehr stattliche Wasseransammlungen.

Wir arbeiteten zunächst durch 4 Wochen am urwaldumkränzten Ranau-See im äußersten Süden der Insel, begaben uns hierauf auf dem Landweg nach Benkulen und von dort zu Schiff nach Padang, um die großen Seen in den „Bovenlanden“ zu untersuchen. Sodann führte uns die ausgezeichnet organisierte Autobuslinie auf den kunstvoll angelegten und landschaftlich überaus reizvollen Straßen Nordsumatras in dreitägiger Reise über Sibolga nach Balige am Tobasee. Die Beobachtungen in diesem riesigen und in vieler Hinsicht interessanten Einbruchgebiet nahmen mehr als einen Monat in Anspruch. Dann ging es wieder zurück nach Padang und am 15. Mai trafen wir nach einwöchigem Aufenthalt in dem durch viele schöne Gebirgsbäche und Wasserfälle ausgezeichneten Hochland von Benkulen und nach einer Flußfahrt den etwa 500 km langen Musi abwärts bis Palembang wieder in Buitenzorg ein.

Die letzte größere Reise führte uns auf das Djeng-Plateau in Mitteljava, wo in rund 2000 m Höhe neben zahlreichen vulkanischen Gewässern verschiedenster Art mehrere Kraterseen mit zum Teil moorigen Ufern und Schwingrasenbildungen liegen, und sodann nach Bali. Hier konnten wir zwei Caldera-Seen, den Danau Bratan und Danau Batur, untersuchen und fuhren nach einem kurzen Aufenthalt im Tengger-Gebirge (Ostjava) zurück nach Buitenzorg, um uns zur Heimreise zu rüsten. Vor derselben verbrachten wir aber noch etwa 10 Tage in dem nicht nur botanisch, sondern durch seine zahlreichen Gebirgsbäche, heißen Quellen etc. auch limnologisch sehr interessanten Naturschutzgebiet Tjibodas am Gedeh in Westjava. Am 31. Juli 1929 schifften wir uns auf dem Hapagschiff „Karnak“ in Tandjok Priok (Hafen von Batavia) ein und landeten am 31. August in Triest.

I. Die Seen Insulindes und ihre Entstehung.

In einem so hochgradig vulkanischen Gebiet, wie die Sunda-Inseln es sind, ist die Zahl der Seen, deren Entstehung auf vulkanische Ursachen zurückgeführt werden muß, viel größer als bei uns. Da sind zunächst

die zahlreichen echten Kraterseen zu nennen, die den schon erloschenen oder noch zeitweise tätigen Schlund eines Feuerberges füllen. Das Wasser dieser Seen ist häufig durch vulkanische Einwirkung in seinem Chemismus und in seiner Temperatur verändert. Ich weise da auf den See des gefürchteten Klut hin, in dessen Tiefe zeitweise Temperaturen bis 91° gemessen wurden und auf die Kawah Idjen in Ostjava, die fast ebenso hohe Temperaturen erreichen kann und deren Wasser außerdem eine Lösung von freier Salz- und Schwefelsäure in so hoher Konzentration darstellt, daß, wie uns erzählt wurde, Drahtseile, Beton-schleusen und Bambusflöße in kurzer Zeit zerfressen wurden. — Da es uns jedoch in erster Linie um die Kenntnis normaler tropischer Gewässer zu tun war, haben wir im Interesse der Zeitökonomie diese Kraterseen nicht aufgesucht. Als Beispiel dieses Entstehungstypus möchte ich lediglich Telaga Pasir, einen kleinen, in einem Seitenkrater zirka 1300 m hoch gelegenen See anführen, der wie ein Waschbecken der Südflanke des gewaltigen Lawu-Vulkanes (3340 m) in Mitteljava aufsitzt. Dieser Krater ist längst erloschen und deshalb führt der See auch normales, sogar sehr salzarmes Wasser.

Von größerem Interesse waren für uns die *Maare*, die in Ostjava in größerer Zahl vorkommen. Dies sind bekanntlich auch Kraterseen, aber ihre Becken, bzw. Trichter sind, nach der allgemeinen Auffassung, durch eine einmalige, gewaltige Gasexplosion entstanden, nach der die vulkanische Tätigkeit für immer erlosch. Besonders schön ausgebildet finden wir diese Maare im Lamongan-Gebiet (südöstlich Surabaya). Der Fuß dieses nur 1670 m hoch aufragenden Vulkankegels ist von einem Kranz \pm kreisförmiger und zum Teil sehr tiefer (bis zirka 200 m) Becken von maximal 1 km Durchmesser umgeben, von denen einige trocken, die anderen bis zu verschiedener Höhe mit Wasser gefüllt sind. Alle sind in nur sanft ansteigendes Kulturgelände ganz unvermittelt eingesenkt und tragen an ihren steilen Hängen urwaldartige Vegetation. Ein schönes Beispiel ist der Ranu Lamongan bei Klakah (Photo, Taf. VI), an dem wir durch zwei Monate unser Standquartier hatten, ein See von 750 m Durchmesser und 28 m Tiefe. Kaum 1 km entfernt davon liegt der nur wenig größere und auch sonst sehr ähnliche Ranu Pakis (Kärtchen, Abbild. 1), der aber die für seine geringe Größe erstaunliche Wassertiefe von 156 m aufweist. Etwas weiter nördlich befindet sich ein ebenso tief eingesenkter Kessel, der jedoch einen nur seichten See umschließt (Ranu Bedali). Die meisten dieser Seen werden von Quellen gespeist und einige, wie der R. Bedali, haben keinen sichtbaren Abfluß. Es muß erwähnt werden, daß in der nächsten Umgebung dieser Maare keinerlei Kraterwall, keine Anhäufung von Auswürflingen zu erkennen ist, die man doch er-

warten müßte, wenn die Becken durch eine einmalige Explosion entstanden wären. Diese Erscheinung ist schon *Junguhn* aufgefallen und er neigt in seinem großen Werke über Java (Bd. II, p. 758) der Ansicht zu, daß diese Seen nicht durch eine Gasexplosion, sondern durch Einsturz entstanden sind. Als Beleg dafür teilt er eine unter den Eingeborenen umlaufende Sage mit, nach der an jener Stelle, die jetzt der tiefe *Ranu Pakis* einnimmt, noch vor 150—200 Jahren flacher trockener Grund ge-

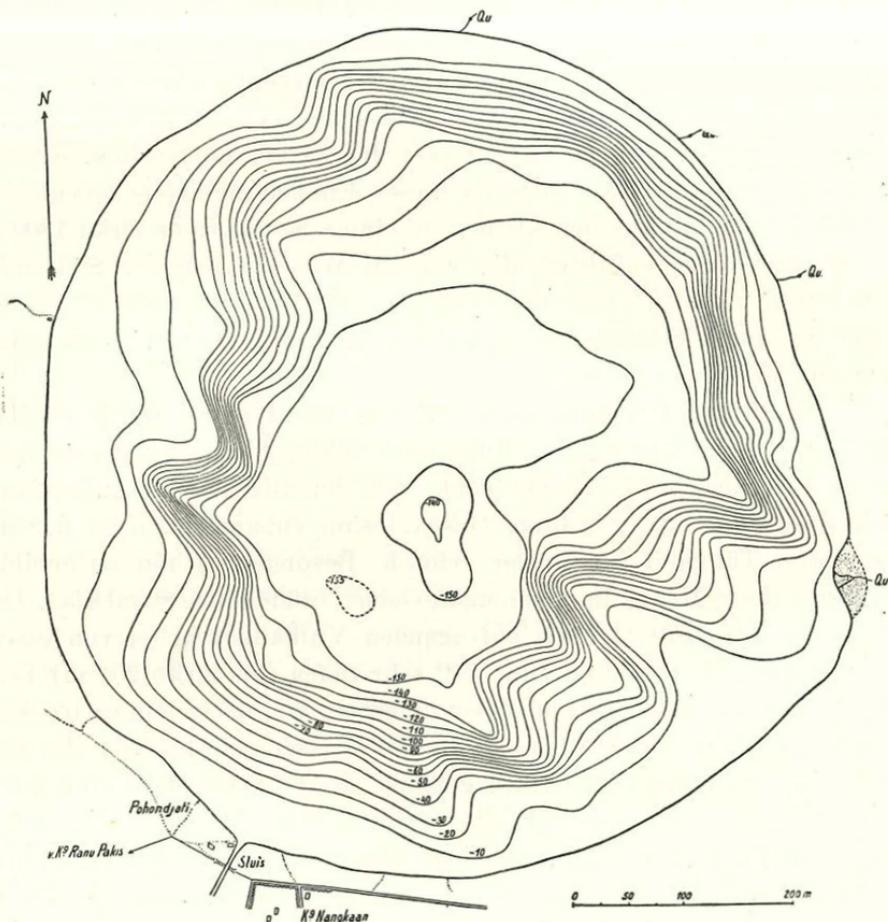


Abb. 1. Ranu Pakis, Isobathenbild.

wesen sei. Dort pflügten die Dorfbewohner das für Dolchgriffe geschätzte *Pèlètholz* zu holen. Plötzlich begann der Boden einzusinken, das neu gebildete Becken füllte sich mit Wasser und allmählich entstand der See in seiner jetzigen Gestalt.

Viel ansehnlicher als diese Kraterseen sind die Wasseransammlungen, die in einigen der großen *Calderas Insulindes*, in den Einsturzkesseln der alten Riesenvulkane, entstanden sind. In Java ist dieser

Typus in reiner Form kaum vertreten; die größte Caldera der Insel, die Tengger-Caldera, umschließt kein Wasserbecken, ihre „Sandsee“ ist eine wüstenartige Fläche von vulkanischer Asche, die der Bromo ausgeworfen hat. Dafür besitzt aber Bali im Batur-Vulkan geradezu ein Schulbeispiel eines Calderasees. Der flache Aschenkegel des alten Vulkanes nimmt die ganze Breite der Insel ein. In einer Höhe von etwa 1400 m ist er plötzlich abgestutzt und der Reisende blickt in einen riesigen, 400 m tiefen Kessel von 14 km Länge, 10 km Breite, aus dessen Mitte sich der jetzt tätige Batur-Vulkan bis zu einer Höhe von 1770 m erhebt. Seine Flanken sind von dunklen Lavaströmen bekleidet. Der letzte große Ausbruch ist 1926 erfolgt; die Lava war, als wir sie drei Jahre später betraten, noch heiß! Im Boden des Kessels ist eine zweite deutlich abgegrenzte Caldera von 7 km Durchmesser zu erkennen, was beweist, daß der Einbruch in zwei Phasen erfolgt ist (S t e h n). Der südöstliche Teil des großen Amphitheaters wird von einem 16 km² großen und fast 90 m tiefen See eingenommen, dem die vom Batur-Kegel herabgeflossenen Lavaströme die Gestalt einer Mondsichel aufgezungen haben.

Sehr große Caldera-Seen gibt es in Sumatra. Da ist zunächst der 126 km² große und 229 m tiefe Ranau-See im Süden der Insel zu nennen. Sein in einer Höhe von 540 m gelegener Spiegel hat die Gestalt eines etwas eckigen Halbmondes und umklammert den Fuß des Gunung Semining, der als der (längst erloschene) Zentralvulkan der alten Caldera aufzufassen wäre. Doch sind die Meinungen über die Entstehung dieses Seebeckens noch geteilt, Philippi betrachtet es als tektonisches Einbruchsbecken, Van Bemmelen dagegen in seiner jüngst erschienenen Arbeit als Caldera. Das Ranau-Gebiet ist erst vor wenigen Jahren durch eine Straße erschlossen worden, daher dünn besiedelt und der See zum großen Teil noch von jungfräulichem Urwald umgeben, dessen Zauber sich an jeder Biegung der Gebirgsstraße in nie ermüdender Großartigkeit enthüllt.

Ein Caldera-See von ganz typischer Ausbildung ist dagegen der Danau Manindjau in den Padangschen Bovenlanden (Mittelsumatra). Er hat die Gestalt einer riesigen Badewanne, deren den Wasserspiegel um 600—1200 m überragende Umwallung im O. die alten Gesteine des Barisan-Gebirges, im N., W. und S. der Aschenmantel des alten, eingestürzten Vulkanes bilden. Sein Oberflächenareal beträgt 98 km², seine Tiefe 169 m. Das Isobathenbild läßt deutlich eine Verlagerung des alten Eruptionszentrums von N. nach S. aus dem Vorhandensein dreier entsprechend angeordneter Einsturzbecken erkennen. Danau Manindjau gilt als der landschaftlich schönste See Niederländisch-Indiens.

Auf ganz andere Art sind die übrigen großen Seen der Padangischen Bovenlande entstanden. Der Singkarak-See (Höhe ü. d. M. 362 m), mit 108 km², der größte von ihnen (Tiefe 269 m), ist tektonischen Ursprunges und füllt den nördlichsten Teil einer breiten Furche, deren tiefster Punkt nur 100 m über dem Meere liegt und die sich, am Südrande des von den Vulkanen Merapi und Singalang überragten Plateaus von Agam beginnend, weit gegen Südosten verfolgen läßt. Entlang des Ostufers des Sees führt eine Bahn, die das ergiebige Kohlengebiet von Sawahlunto erschließt. — Ein heftiges Erdbeben ließ im Jahre 1926 Teile der Ufer im See versinken. Aus dem Wasser ragende Sümpfe von Kokospalmen und anderen Bäumen zeugen jetzt noch von diesem Ereignis.

In der südöstlichen Fortsetzung der erwähnten tektonischen Senke liegen auf einer etwa 1000 m höheren Stufe zwei weitere Seen, Danau di Baruh und Danau di Atas, von denen wir nur den letzteren besucht haben. Er hat den Charakter eines Paß-Sees (Danau di Atas = Obersee) und bedeckt bei einer Tiefe von nur 44 m eine Fläche von 12 km². Das Interessanteste an ihm sind schwingende Flachmoorbildungen, Schwinggrasen, die insbesondere in einer ruhigen Bucht am Nordostufer schön entwickelt sind und mit ihrer Sphagnumdecke und mit ihrer typischen Moormikroflora sehr an die homologen Bildungen unserer Seen (z. B. des Obersees bei Lunz) erinnern. Die phanerogame Vegetation ist allerdings ganz verschieden, aber charakteristisch für tropische Moorstandorte.

Der Tobasee in Nordsumatra.

Von ganz anderer Art als die bisher besprochenen Typen ist der Tobasee in Nordsumatra. Seit Junghuhns Zeiten haben sich Geologen und Geographen um die Entstehungsgeschichte dieses riesigen Einbruchsbeckens, das ungefähr 2000 km² einnimmt, bemüht und bis heute kann das „Toba-Problem“ noch nicht als völlig gelöst gelten. Es sei mir daher gestattet, etwas länger bei diesem See zu verweilen, zumal ein Zufall unserer Expedition einige Beobachtungen bescherte, deren weiterer Ausbau vielleicht dazu führen wird, einige der Vorgänge, welche den Tobasee schufen, aufzuklären.¹

Das Barisangebirge, das in Mittel- und Südsumatra ganz nahe der Westküste streicht, verbreitert sich im nördlichen Drittel der Insel und die ihm aufsitzende Vulkankette biegt in das Innere und gegen die Ost-

¹ Eine eingehende Darstellung unserer diesbezüglichen Beobachtungen und der Untersuchung des gesammelten Materiales wird in Kürze in „Tropische Binnengewässer“, Arch. f. Hydrobiologie, Supplement, erscheinen.

küste ab. An dieser Stelle, innerhalb des Bogens erstorbener und noch tätiger Vulkane, befindet sich nun der Toba-Einbruch.

Von der Westküste kommend, gelangt man zu dem See auf der von Sibolga aus führenden Straße, die in zahllosen, kunstvoll und kühn gebauten Serpentinaen einen rund tausend Meter hohen, überaus steilen und zerklüfteten Berghang erklimmt. Hinter Tarutung, dem Hauptort des südlichen Batakerlandes, ändert sich plötzlich das Bild: der Weg führt über eine weite, von Süd nach Nord allmählich ansteigende Hochfläche, die, in der Ferne von blauen Gebirgsketten umsäumt, mit ihrer aus Farnen und niedrigem Gesträuch bestehenden Vegetation hier einen heide-, dort einen steppenartigen Eindruck erweckt — ein ganz ungewohntes Bild inmitten der sonst überquellenden Uppigkeit tropischer Vegetation. Nach etwa einstündiger rascher Fahrt stehen wir plötzlich am Rande eines jähren Absturzes (Photo, Taf. VII), aus dessen Grunde, 500 m unter uns, der tiefblaue Spiegel des Sees heraufleuchtet, ein Bild, das in seiner überraschenden Wirkung am ehesten verglichen werden könnte mit dem Blick von den kahlen Höhen des Karstes auf die Adria. Fast 100 km lang und etwa 30 km breit dehnt sich der Tobakessel aus und die Wasserfläche des Sees bedeckt ein Areal von 1130 km². Die große Insel Samosir (die eigentlich eine Halbinsel im strengen Sinn des Wortes ist, da sie im Westen ein ganz schmaler, jetzt durch einen 300 m langen Kanal durchstochener Streifen größtenteils sumpfigen Landes mit dem Westufer verbindet), sowie einzelne Vorsprünge gliedern den See in mehrere Abschnitte: ein Nord- und ein Südbecken, das Porseabecken im Südosten und das fast ganz abgeschnürte, im Verhältnis zu den übrigen kleine, aber immerhin noch 26 km² (ungefähr die Größe des Traunsees) bedeckende Pangururanbecken zwischen Samosir und dem Westufer (vgl. die Karte, Abbild. 2). Leider besteht noch kein Isobathenbild; die größte Tiefe wird nach der Lotung eines Missionars mit 450 m angegeben. Wir selbst loteten an unseren Probenentnahmestellen im Südbecken 433 m, im Nordbecken 387 m, im Poseabecken 87 m und im Pangururanbecken 97 m.

Das Landschaftsbild der Umrahmung wird völlig beherrscht durch ausgedehnte, sich vom See weg abdachende, zwischen 1200 und 1800 m ü. d. M. gelegene Hochflächen, von denen die südliche, die Tobahochfläche oder Hochfläche von Silindung schon erwähnt wurde. An diese anschließend begleitet den Rand des Tobakessels im Westen das Pakpak-Plateau, das noch größtenteils mit Urwald bedeckt ist und im Norden das Karo-Plateau. Diese Hochflächen bestehen durchwegs aus alten liparitischen Tuffen von weißer oder weißgelber Farbe, in denen reichlich Einschlüsse von Quarz, neben Biotit, Hornblende, Feldspat und groben

Bimssteinbrocken vorkommen. Die bei der Verwitterung freierwerdenden durchsichtigen Quarzkörner bilden in einzelnen Buchten des Seeufers einen rein weißen, glitzernden, grobkörnigen Kristallsand. Vom See aus gesehen, (Photo, Taf. VII) schneiden diese Hochflächen vielfach in scharfen, waagrechten Linien gegen den Horizont ab, ein sehr eigentümliches Bild, das besonders für das Nordbecken typisch ist und nur stellenweise von aufsitzenden Vulkankegeln unterbrochen wird. Von Erußgesteinen treten außer den Tuffen an den Bruchrändern des Kessels

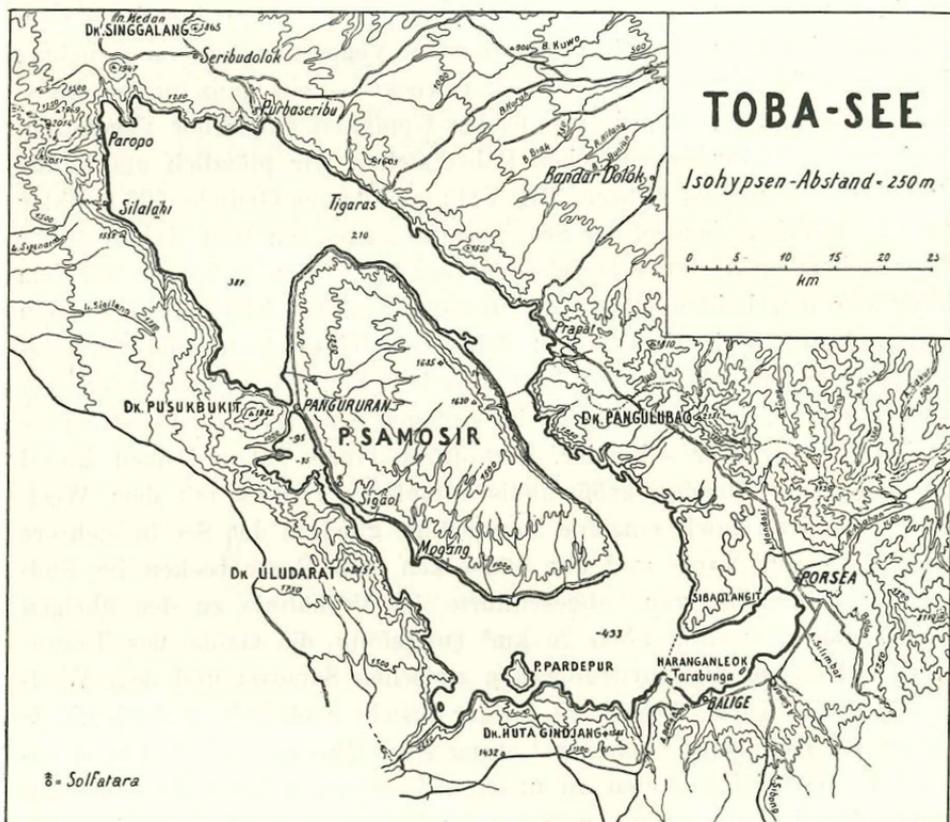


Abb. 2

noch Andesite (besonders im Norden) und Liparite (an der Nordostküste von Samosir) auf.

Aber es ist nicht nur vulkanisches Gestein, das die Umrahmung des Sees bildet. An vielen Stellen, besonders entlang des Ostufers, ferner im Süden und im Norden tritt an den Abbrüchen der Fels des Barisangebirges zutage. Es sind prätertiäre und tertiäre Gesteine, wie Granite, Phyllite, Grauwacken, Quarzite, Kalke und Sandsteine, die an zahlreichen Orten festgestellt wurden. Im Südosten, am Porseabecken, treten die

Höhen des Barisan zurück und umgreifen im Bogen eine etwa 10 km breite Niederung, die ehemals Seeboden war (Photo, Taf. VI).

Wie schon erwähnt, ist die Genese dieser eigenartigen Landschaft noch nicht ganz aufgeklärt, denn als Caldera im gewöhnlichen Sinn kann doch dieses riesige Senkungsgebiet, in dem nicht ein einzelner Vulkan, sondern eine ganze Landschaft mitsamt ihrem alten Gebirge einen Einbruch von etwa 1000 m Niveau-Differenz erfahren hat, nicht gedeutet werden. Ich will hier auf den Ausbau der Toba-Forschung, an dem insbesondere Wing Easton, Bücking, Volz, Klein u. a. beteiligt waren, nicht näher eingehen und mich damit begnügen, ihren gegenwärtigen Stand nach der kürzlich von Van Bemmelen gegebenen Darstellung kurz zu skizzieren.

Am Ende des Tertiärs vollzog sich die endgültige Erhebung des Barisangebirges über den Meeresspiegel (vgl. das Blockdiagramm aus der Arbeit Van Bemmelen, Abbild. 3 a). Sein Kamm war gekrönt von andesitischen Vulkanen, welche zeitweise enorme Mengen von Lava in die Täler ergossen, die jetzt an den Abbrüchen des Tobakessels, Hunderte von Metern mächtig, ansteht. Darauf traten gewaltige Eruptionen lipa-

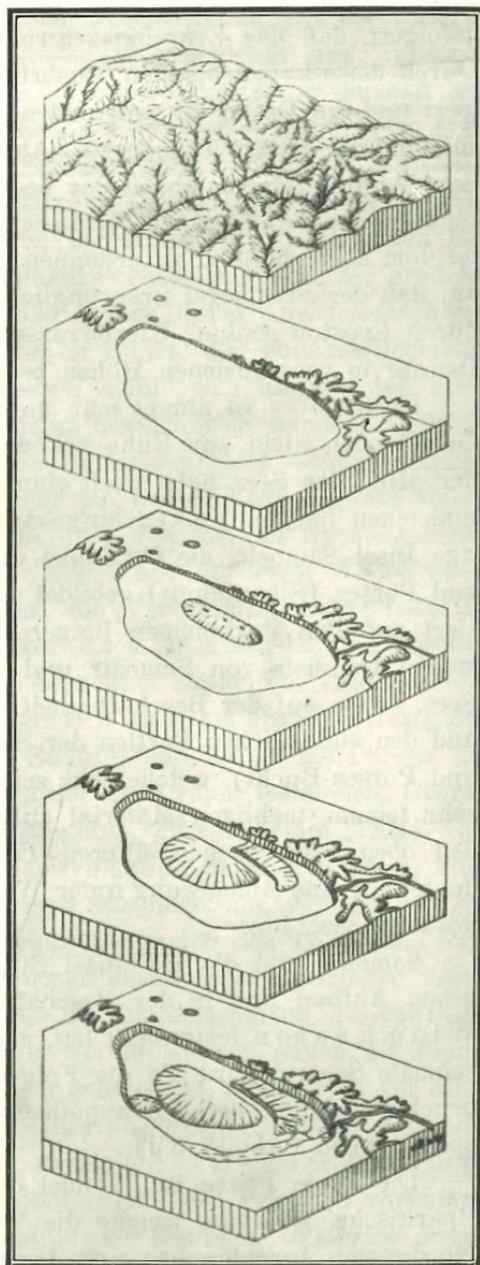


Abb. 3. Die Entstehung des Tobasees, in Blockdiagrammen dargestellt (aus Van Bemmelen).

ritischer Tuffe ein, welche, die Täler verschüttend und die Landschaft einebnend, die weiten Hochflächen schufen, deren Reste wir heute noch vor uns haben. Diese alten Tuffe, die keinerlei Schichtung zeigen, bedecken eine Fläche von beinahe 20.000 km². Aus der Tatsache, daß ihre Mächtigkeit in der Nachbarschaft des Sees am größten ist, wird gefolgert, daß das Eruptionszentrum im Seegebiet gelegen gewesen sei. Durch diese katastrophalen Ausbrüche wurden die Magmakammern geleert und die Decke des entstandenen großen Hohlräumcs brach ein. So entstand der jetzige Tobakessel (Abbild. 3 b), der sich mit Wasser füllte. Sein Abfluß erfolgte durch das bereits vorgebildete, aber mit Tuff verschüttete Asabantal gegen Nordosten. Das Niveau der alten Tuffbarriere ist dort noch deutlich zu erkennen; es liegt bei 1150 m und man nimmt an, daß der Seespiegel ursprünglich so hoch stand und sich allmählich durch Erosion senkte. Uferterrassen, die insbesondere von Klein am Ostufer in verschiedenen Höhen beobachtet wurden, sprechen hiefür.

Doch sei — so nimmt man an — die vulkanische Tätigkeit in dem Gebiet noch nicht zur Ruhe gekommen. Das alte Eruptionszentrum in der Mitte des Sees habe noch einmal liparitische Magma ausgeworfen und einen flachen Vulkan aufgebaut, dessen Westflanke durch die heutige Insel Samosir, die Ostflanke durch die Halbinsel zwischen Prapat und Porsea (Sibaulangit) gebildet wäre (Abbild. 3 c). Die Annahme basiert auf dem Vorkommen jüngerer liparitischer Ergußgesteine an der steilen Ostküste von Samosir und am gegenüberliegenden Ostufer des Sees, sowie auf der Beschaffenheit der obersten Tufflagen auf Samosir und den südöstlichen Partien der Seeumrahmung (Halbinsel Sibaulangit und Porsea-Bucht), welche sehr schön geschichtet, teils sandig, teils aus sehr feinem, mehligem Material aufgebaut sind, sich somit deutlich von den oben besprochenen, älteren Tuffen unterscheiden. Ihre Schichtung deutet auf eine Ablagerung unter Wasser, in dem früher wesentlich höher gestauten See, hin.

Samosir und die Halbinsel Sibaulangit gehören in ihrem geologischen Aufbau und in der Beschaffenheit ihrer Tuffdecke, wie schon Wing Easton festgestellt hat, zusammen. Der diese beiden trennende schmale Seearm wird als die Folge eines zweiten, Caldera-artigen Einbruches gedeutet, der den hypothetischen Samosir-Vulkan sozusagen gespalten habe (Abbild. 3 d).

Die letzte Phase im Wandel der Tobalandschaft brachten kleinere liparitische Vulkane, welche die Tuffdecke besonders im Westen und Nordwesten durchbrachen und den tischebenen Hochflächen die charakteristischen, weithin sichtbaren Kegel aufsetzten, von denen hier nur der 1985 m hohe Dolok¹ Pusukbukit bei Pangururan genannt sei. Ferner

¹ Dolok = Berg.

senkte sich der Seespiegel durch fortschreitende Erosion des Ausflusses bis auf sein jetziges Niveau, wobei im Südosten die etwa 10 km breite Ebene (zwischen Balige und Porsea), jetzt mit Sawahs bedeckt und dicht besiedelt, trockengelegt wurde (Abbild. 3 e).

Wie schon erwähnt, hatten wir die Beschäftigung mit der unserer Arbeitsrichtung ferner liegenden Entstehungsgeschichte des Tobasees einem Zufallsfund zu verdanken. An der Südwestküste von Samosir erstreckt sich entlang des Fußes des Dolok Pintubatu ein schmales, aber langes Solfatarenfeld, der letzte Rest der einst so gewaltigen vulkanischen Tätigkeit des Tobaseegebietes. Fumarolen, heiße Quellen und stark-sauere Rinnsale entspringen dem von H₂S-Austritten durchsiebten Boden. Bei der Untersuchung des Algenaufwuchses in einem der brodelnden Quell-Tümpel fiel mir eine große Menge leerer Diatomeenschalen auf, die sämtlich den im Plankton und im Litoral des Tobasees lebenden Arten angehören. Bei näherem Zusehen stellte sich heraus, daß nicht nur der Untergrund und die Umrahmung des Tümpels, sondern auch ein großer Teil der „Tuffdecke“ in dem Solfatarengebiet — ein weiches, schön geschichtetes Gestein von grauer bis weißer Farbe — aus reiner oder nahezu reiner Kieselgur besteht und offenbar ein trockengelegtes Sediment des Tobasees darstellt. Wir haben nun die letzte Woche unseres Aufenthaltes am Tobasee benützt, die Verbreitung dieser lakustrischen Ablagerungen wenigstens einigermaßen zu ermitteln, und konnten dieselben nicht nur an allen von uns besuchten Stellen der Insel Samosir (Westküste, Nord- und Südspitze), sondern auch am gegenüberliegenden Seeufer bei Pangururan, ferner am Südufer von Balige bis Porsea, auf der Halbinsel Sbaulangit und am Ostufer bei Prapat feststellen. Überall erwiesen sich die oben erwähnten jüngeren, geschichteten „Tuffe“, die bisher als Auswurfmassen des Samosirvulkanes gedeutet wurden, auch in bedeutenden Höhen über dem jetzigen Seespiegel als typische, an Diatomeenschalen mehr oder weniger reiche Sedimente des Tobasees.

Bevor ich auf die Ausbildungsformen dieser Seeablagerungen näher eingehe, möchte ich einige Worte über die Diatomeenarten, die gewissermaßen als ihre Leitfossilien betrachtet werden können, sagen. Im Plankton des Tobasees, also im freien Wasser schwebend, dominieren vor allem zwei Arten. Die eine davon ist *Denticula pelagica*, eine mittelgroße, auf Taf. VIII abgebildete Form, welche, meist in \pm kugelige Gallerte eingebettet, in mehreren der von uns untersuchten Seen reichlich vorkommt. Die andere ist eine zentrische, fadenbildende Diatomee, *Melosira granulata*, die im Plankton der Binnenseen aller Klimate gemein ist, aber in zahlreichen verschiedenen Rassen vorkommt. Im Plankton des Tobasees lebt jetzt eine Varietät dieser Art (var. *valida*), die sich durch eine be-

deutende Größe und sehr grobe Struktur der Schalen auszeichnet. Sie tritt in zwei Formen auf, die eine davon bildet gerade Fäden, die andere (spiralig) gekrümmte (*forma curvata*, Taf. VIII, b). Diese Tobaformen von *Melosira granulata* sind sehr charakteristisch und deutlich unterschieden von jenen, die in anderen Seen Insulindes vorkommen; sie können geradezu als Leitformen des Tobasees bezeichnet werden. Außerdem kommen jetzt noch einige andere Diatomeen-Arten im Plankton und selbstverständlich unzählbare im Litoral des Sees vor, doch will ich auf diese hier nicht näher eingehen, da sie in den Sedimenten eine nur untergeordnete Rolle spielen.¹

Die Diatomeenflora der Kieselgur und der anderen lakustrischen Ablagerungen besteht nun mit ganz wenigen Ausnahmen aus genau denselben Arten. Vor allem sind es die Planktondiatomeen *Denticula* und *Melosira* (Taf. VIII, e), die weitaus vorherrschen. Von der letzteren Art kommen jedoch außer den zwei oben genannten noch zwei ihnen nahe verwandte Formen vor, die eine wiederum gekrümmt, die andere gerade, welche sich von den erstgenannten durch eine dünnere und zarter strukturierte Schale unterscheiden (*var. jonensis* und *v. j. forma curvata*). Es ist interessant, daß von diesen vier Formen in ein und derselben Sedimentschicht meist nur eine vorkommt oder wenigstens weitaus überwiegt, so daß sie geradezu als Kennzeichen bestimmter Ablagerungsfolgen verwendet werden können. Das gleiche gilt auch von einigen anderen, hier nicht erwähnten Arten.

Nach ihrer Ausbildungsform kann man unter den im Tobabecken anstehenden Seeablagerungen schon makroskopisch verschiedene Typen erkennen:

1. Zu oberst finden sich, meist in geringer Entfernung vom jetzigen Seespiegel, vielfach mehrere Meter mächtig, äußerst feinkörnige, an den Abbrüchen zu Staub zerfallende, prachtvoll gebänderte Schichten von weißer bis graugelber Farbe, die sich bei der mikroskopischen Untersuchung als \pm reine Kieselgur erweisen (Photo, Taf. VIII). Sie sind oft von schmalen, rostroten Bändern durchzogen, die aus vulkanischem Sand bestehen und wohl von benachbarten Vulkanausbrüchen, deren Asche in den See fiel, herrühren dürften. Diese oberflächlichen Kieselgure verwittern naturgemäß sehr leicht und sind nicht sehr beständig. Sie sind jedenfalls die jüngsten Schichten unter den nun trocken-

¹ Die Untersuchung und Benennung der hier angeführten Diatomeen-Arten verdanke ich Herrn Dr. Fr. Hustedt; eine ausführliche Beschreibung derselben wird in seiner Arbeit über die Diatomeen der Deutschen Limnolog. Sundaexpedition erfolgen.

liegenden Ablagerungen des Tobasees und wegen ihrer leichten Abtragbarkeit nicht überall erhalten.

Außer der Kieselgur kommen (im Solfatarengbiet) äußerlich ganz ähnlich aussehende Schichtfolgen vor, die aber hauptsächlich aus mineralischem Material mit oft sehr schön ausgebildeten Kriställchen bestehen und bedeutend weniger Diatomeen enthalten. Diese können sogar in einzelnen Bändern fast ganz fehlen und ihre Menge wechselt oft von Zentimeter zu Zentimeter. Stellenweise gehen diese Sedimente, besonders in ihren oberen Partien, in echte Kieselgur über.

2. Auf Samosir und auf der Halbinsel Sibaulangit steht stellenweise in Höhen von zirka 50—200 m über dem Seespiegel ein plattiges, ziemlich festes, wie ein hell-graugelber Ton aussehendes Gestein an (Photo, Taf. IX). Auch hier treten Einlagerungen von vulkanischem Sand auf, die sich durch ihre rostrote Farbe scharf abheben. Die mikroskopische Untersuchung ergab wiederum reichlich Toba-Diatomeen neben mineralischen Bestandteilen. Dieser Typus der „Tonsteine“, wie er von Klein benannt wurde, zeigt in seinem Diatomeenbestand keine Verwandtschaft zu der eben besprochenen Kieselgur, sondern vielmehr zu den folgenden, älteren Sanden, zu deren Schichtfolge er gehören dürfte.

3. Ein äußerlich ganz anderer Typus tritt uns in sehr mächtigen Sedimenten entgegen, die in großer Ausdehnung auf Samosir, aber auch entlang des Süd- und Südostufers des Sees auftreten und vielfach die senkrechten Wände 20—30 m tief eingeschnittener, Cañon-artiger Tälchen bilden (Photo, Taf. IX). Es sind mehr oder weniger grobkörnige, oft aus zerriebenem Bimsstein bestehende Sande, die ebenfalls schön horizontal geschichtet sind. Häufig sind mehr oder weniger breite Bänder von toniger Beschaffenheit eingeschaltet. Dann kommen wieder Lagen von Bimssteinbrocken vor, die bis Faustgröße erreichen können und auffallenderweise durchwegs abgeschliffen und gerundet sind wie Flußgeschiebe oder Strandschotter. In diesen Ablagerungen finden sich Diatomeen spärlicher als in den bisher besprochenen Typen, sie konnten jedoch in der Mehrzahl der gesammelten Proben mit Sicherheit nachgewiesen werden. Es waren wiederum durchwegs die oben genannten, z. T. jetzt noch im Tobasee lebenden Arten, jedoch in anderer Gruppierung als in der Kieselgur. Diese im ganzen Gebiet weit verbreiteten, bald lockeren, bald ziemlich festen Sandsteine müssen als die ältesten Toba-Sedimente betrachtet werden. Wir fanden in einem Aufschluß fast reine Kieselgur über sehr mächtigem Sand lagernd.

Die soeben besprochene, so verschiedene Ausbildung der Tobasee-Ablagerungen muß durch abweichende Sedimentationsbedingungen verursacht worden sein. Die Ablagerung reiner Kieselgur setzt voraus,

daß nur sehr wenig allochthone Trübungen durch die Zuflüsse in den See gelangen, daß im wesentlichen nur Plankton oder Organismen aus der Uferregion sedimentiert werden. Solche Verhältnisse müssen zur Zeit der Bildung der oben besprochenen jungen Kieselgurlager im Tobagebiet geherrscht haben. Wenn wir bedenken, daß der Tobasee ein im Verhältnis zu seiner Größe sehr kleines Einzugsgebiet hat und seine Zuflüsse meist nur von den in den Steilhängen des Kessels entspringenden Quellen gebildet werden, so scheinen die Vorbedingungen für die Bildung autochthoner Sedimente gegeben zu sein. Umsomehr muß es überraschen, daß der rezente Schlamm des Tobasees, den wir aus der Tiefe der einzelnen Becken heraufgeholt haben, durchaus nicht den Charakter reiner Kieselgur, sondern den eines vorwiegend mineralischen Sedimentes besitzt. Eine Erklärung dieses Widerspruches dürfte vielleicht in folgendem gegeben sein: In früherer Zeit war das ganze Tobagebiet, die Hochflächen sowohl wie die Steilhänge des Kessels, von Urwald bedeckt, der die Abtragung des Bodens verhinderte. Zu dieser Zeit wurde fast ausschließlich autochthones Sediment im See abgelagert und es entstanden die durch allmähliche Senkung des Seespiegels trockengelegten reinen Kieselgurlager. Beim Vordringen des Menschen — der Viehzucht treibenden Bataker — wurde der Wald durch Brand vernichtet, um Weideland zu gewinnen. Es setzte eine erhöhte Abrasion der ihrer schützenden Decke beraubten Hänge ein, die sich durch eine Vermehrung der allochthonen, mineralischen Suspensionen im See äußerte. Diese Annahme wird gestützt durch unsere Beobachtung, daß der noch fast zur Gänze von Wald umgebene Ranau-See in Südsumatra auch jetzt noch ein reines Diatomeensediment ablagert, obwohl er ein relativ größeres Einzugsgebiet hat als der Tobasee.

Unter ganz anderen Bedingungen müssen die mächtigen Sandschichten entstanden sein, die wir oben als die ältesten Tobasedimente bezeichnet haben. Das Verhältnis der mineralischen Bestandteile zu den Diatomeen ist gänzlich zu Ungunsten der letzteren verschoben, es muß zur Zeit ihrer Ablagerung sehr viel mineralischer Detritus in den See gelangt sein. Daß diese Zufuhr durch größere Zuflüsse erfolgte, dafür spricht das reichliche Vorkommen der gerundeten Bimsstein-Einschlüsse. Die letzteren als Strandschotter zu deuten, erscheint mir untunlich, da sie in zu großer Ausdehnung auftreten und die Ufergestaltung des Tobasees zufolge ihrer Steilheit der Ausbildung von Strandschotter nicht günstig ist. Direkt in den See gefallene vulkanische Asche können diese grauen Sande mit ihren oft feinplattig geschichteten Tonbändern und Geschiebeeinschlüssen nicht sein, denn jene mehr oder weniger mächtigen Lagen,

denen ein unmittelbar vulkanischer Ursprung zugeschrieben werden muß, sind an ihrer rostroten Färbung und an ihrer verschiedenen Struktur leicht zu erkennen. Wir müssen also annehmen, daß diese sandigen Sedimente zu einer Zeit sehr reichlicher Niederschläge und einer gegenüber den jetzigen Verhältnissen außerordentlich vermehrten Wasserführung der Zuflüsse abgesetzt wurden. Weiter sind wir zu der Annahme gezwungen, daß zu dieser Zeit die Tuffplateaus in der Umgebung des Sees noch sehr jung und von einer nur spärlichen Vegetation bedeckt waren, so daß ihre Abspülung rasch vonstatten ging. Diese Voraussetzungen sind in der mit unserer Eiszeit zusammenfallenden Pluvialzeit der Tropengebiete gegeben, einer Periode, auf deren Wirkungen im Landschaftsbild Nordsumatras schon Volz an mehreren Stellen seines Werkes hingewiesen hat (vgl. auch Brooks, *The evolution of Climate* [1925], S. 110).

Die oben unter 2. angeführten tonigen Sedimente dürften einer regenärmeren Epoche (Interglacial?) entsprechen. Sie finden gewissermaßen eine Parallele in den tonigen Bändern, die in verschiedener Breite die alten Sandablagerungen durchziehen und die jedenfalls auch in kürzeren Perioden ruhiger Sedimentation abgesetzt worden sein dürften.

Nach dem bisher Mitgeteilten könnte man mit vollem Recht sagen, daß die Ergebnisse unserer Untersuchungen gar nichts Überraschendes enthalten und sich ganz harmonisch in das Bild der Entstehungsgeschichte unseres Sees, wie es auf Grund der bisherigen Auffassung mitgeteilt wurde, einfügen. Neu wäre nur die Feststellung, daß die jüngeren Tuffe des Toba-Gebietes, die man bisher als primär, wenn auch zum Teil im Wasser, abgelagerte Aschen des Samosir-Vulkanes auffaßte, echte Seesedimente sind sowie das ausgedehnte Vorkommen reiner Kieselgur unter diesen. Doch auch dieser letztere Befund ist nicht ganz neu, denn schon im Jahre 1922 wurde von E. C. J. Mohr im „Indischen Mercur“ eine Notiz veröffentlicht, wonach sich eine von Samosir stammende Bodenprobe bei der Untersuchung als Kieselgur entpuppte. Doch begnügte sich der genannte Autor mit der Konstatierung, irgend welche Vermutung über die Herkunft der Diatomeenerde oder ihre Beziehungen zur Genese des Tobasees wurden nicht ausgesprochen. — Der höhere Wasserstand des Tobasees in früherer Zeit (gegenüber dem jetzigen Niveau maximal um etwa 250 m nach Van Bemmelen) ist ja schon auf Grund der geomorphologischen Beobachtungen erschlossen worden. Es ist also nur natürlich, daß beim Sinken des Spiegels Seesedimente bloßgelegt wurden.

Überraschend waren jedoch folgende Funde:

1. Gesteinsproben, die Prof. Feuerborn von einer Fußtour auf Samosir (westl. Abhang) heimbrachte, erwiesen mit Sicherheit das Vorkommen von Seesedimenten mit Diatomeen mindestens bis zu einer Höhe von 1360 m ü. d. M., also 455 m über dem jetzigen Spiegel.

2. Auf der nach Süden geneigten Tobahochfläche tritt südlich von Siburongborong, in einer Entfernung von etwa 15 km vom jetzigen See und in einer Höhe von 1270 m ü. d. M. eine ausgedehnte, von cañonartigen Tälchen durchfurchte und horizontal geschichtete Sandsteinplatte zutage, die gerundete Bimssteineinschlüsse enthält und genau so aussieht wie die sandigen Seesedimente auf Samosir oder anderen Stellen in unmittelbarer Nachbarschaft des Sees. Die mikroskopische Untersuchung ergab eine Diatomeenflora, die in jeder Hinsicht vollkommen jener des dritten Typus unserer Seesedimente entspricht.

Diese Beobachtungen lassen wohl kaum einen Zweifel darüber bestehen, daß der Spiegel des Tobasees in früherer Zeit mindestens um 200 m, wahrscheinlich aber um mehr, höher lag als bisher auf Grund der morphologischen Beobachtungen angenommen wurde, also 460 bis 500 m über dem jetzigen Niveau, und daß er — was von wesentlicherer Bedeutung ist — nicht nur den Raum des jetzigen Tobakessels einnahm, sondern auch einen großen Teil der Tuffhochflächen überspülte. Versuchen wir es nun, diesen alten Tobasee zu rekonstruieren, so müssen wir feststellen, daß er in dem jetzigen Landschaftsrelief gar nicht möglich wäre: er müßte über die nach außen geneigten Plateaus abfließen, über die Tobahochfläche nach Süden, über den südlichen Teil des Karolandes nach Nordosten, durch die Asahenschlucht nach Osten. Es müssen somit, während der See schon bestand, große Umbildungen im Landschaftsbild Platz gegriffen haben. Der Tobasee ist jedenfalls älter als das Becken, das ihn jetzt umschließt.

Wenn ich als Laie eine Ansicht über die Entstehung dieses so interessanten Sees äußern darf, so möchte ich folgendes zur Diskussion stellen:

Nach den gewaltigen Ascheneruptionen, die am Ende des Tertiärs oder am Anfang des Quartärs von einem jetzt nicht mehr erkennbaren Zentrum aus erfolgten, bestand eine einzige, zusammenhängende Tuffhochfläche, die schon frühzeitig eine leichte Einsenkung gegen die Mitte erfahren haben mag. In dieser Einsenkung entstand ein See von riesiger Ausdehnung, aber vermutlich nicht sehr bedeutender Tiefe. Er wurde von Zuflüssen gespeist, die, vom Rande der Tuffhochfläche kommend, ihm während der Pluvialzeit große Wassermassen und bedeutende Mengen von mineralischem Detritus zuführten. Zu dieser Zeit wurden die oben besprochenen sandigen Sedimente abgelagert, die heute sowohl in der Umgebung des Sees wie auch auf der Tobahochfläche in großer

Mächtigkeit zu finden sind. — Es schien uns durchaus möglich zu sein, daß der Abfluß dieses alten Tobasees nach Süden durch das breite Tal von Tarutung, also in den Indischen Ozean, und nicht wie jetzt in die Straße von Malaka erfolgte.

Innerhalb dieses alten Seebeckens erfolgte nun durch Senkung der Decke der geleerten Magmakammer jener Einbruch, der den jetzigen Tobakessel schuf. Nach diesem Einsturz traten jedoch auch andere tektonische Veränderungen ein: Die ihres zentralen Zusammenhaltes beraubten, stehengebliebenen Teile des Tuffplateaus — die Tobahochfläche, das Pakpak- und Karo-Plateau — neigten sich samt ihrer Gesteinsunterlage etwas nach außen. Diese Vorgänge haben vielleicht auch den Weg durch die Asahanschlucht, auf dem der Abfluß des Sees jetzt gegen Nordosten strömt, erst ermöglicht.

Nun noch einige Worte über die Insel Samosir. Wie schon erwähnt, wird dieselbe als der Rest eines Vulkanes betrachtet, der nach dem Einbruch innerhalb des Tobakessels entstand, eine Annahme, die sich vor allem auf das Vorkommen liparitischer Ergußgesteine an dem Steilabbruch der Ostküste und auf die Decke jüngerer geschichteter Tuffe stützt, die man den Ausbrüchen dieses Vulkanes zuschreibt. Daß die letzteren nicht in den See gefallene Aschenmassen, sondern echte Sedimente sind, dürfte wohl durch unsere Beobachtungen sichergestellt sein. Ob das Vorkommen der Liparite für die Annahme dieses Vulkanes zwingend ist oder ob dieselben nicht gleich den Andesiten der älteren vulkanischen Tätigkeit des Gebietes zugeschrieben werden können, vermag ich nicht zu beurteilen. Sicher ist, daß für den Laien die Insel Samosir nicht das Aussehen eines Vulkanmantels besitzt, mag man sie von welcher Seite immer betrachten. Sie hat in ihren zentralen und östlichen Teilen den Charakter eines gegen Südwesten geneigten Plateaus und gleicht mit ihrer tischähnlichen Abflachung von ferne gesehen durchaus den das Seebecken umrahmenden Tuffhochflächen (vgl. Photo, Taf. VII). Wir haben wohl ihre östlichen Gebiete nicht begangen, aber die Übereinstimmung geht schon aus der Karte und dem von Wing Easton gezeichneten Profil hervor. Es ist daher naheliegend, Samosir als einen stehengebliebenen Rest der alten Tuffhochfläche zu betrachten, eine Vermutung, die schon von Volz (I, S. 256) ausgesprochen wurde. Man kann wohl annehmen, daß der westliche, vom Seeufer sehr allmählich ansteigende Teil der Scholle eingesunken ist und daß die mit der Küste parallel laufenden Stufen die mit diesem Vorgang verbunden gewesenen Brüche andeuten.

So lückenhaft und unvollständig die hier mitgeteilten Befunde auch

sein mögen, so lassen sie vielleicht doch die Aussicht offen, daß eine von Fachleuten durchgeführte, eingehende Untersuchung der Ablagerungen im Tobagebiet auf Grund der Verteilung der in den Diatomeen gegebenen Leitfossilien die Entstehung dieses Beckens auch in den Einzelheiten aufklären wird.

Ich kann am Schluß dieser Ausführungen den Hinweis nicht unterlassen, daß die hier vorgetragene Auffassung, soweit sie das Bestehen eines alten Sees auf der Tobahochfläche betrifft, lediglich eine Bestätigung schon von Junghuhn vertretener Ansichten bildet. Auf S. 84 und 85 des 1. Bandes seines großen Werkes über Java, dieser nie versiegenden Quelle unserer Kenntnis der Naturgeschichte Insulindes, wird ausgeführt, daß gewisse Ebenen in Sumatra, darunter die Hochebenen von Sipirok und Toba, alte Seeböden seien. „Der Aik-Dau¹ ist der Überrest eines solchen Sees.“

II. Temperatur und biochemische Schichtung in tropischen Seen.

Soviel über die Typen und die Entstehungsgeschichte der von uns untersuchten Seen. Nun sei noch die Frage erörtert, welches thermische und chemische Verhalten die Wassermassen zeigen, die diese Becken erfüllen, und inwieweit sie sich in diesen Hinsichten von den Gewässern der temperierten Zonen unterscheiden.

Bevor ich jedoch über unsere diesbezüglichen Arbeiten an den tropischen Seen Bericht erstatte, möchte ich ganz kurz auf die Verhältnisse in den Seen unserer Breiten, wie sie in den letzten Jahrzehnten durch die Untersuchungen europäischer und nordamerikanischer Forscher bekannt geworden sind, hinweisen. Wir wissen, daß das Wasser eines Binnensees während der Sommermonate keine von der Oberfläche bis zum Grund einheitliche Masse ist, sondern daß es eine sehr ausgeprägte

¹ Aik-Dau = Tobasee.

Übrigens hat Junghuhn auf seiner in den Jahren 1840/41 unternommenen Reise den See selbst nicht gesehen, ebensowenig wie ein anderer seiner Zeitgenossen. Die damals noch dem Kannibalismus huldigenden Toba-Bataker töteten jeden Fremdling, der sich in ihr Gebiet verirrte. Obwohl Junghuhn bis zirka 30 km südlich des Sees vorgedrungen war und sogar über die freie Tobahochfläche hinweg die Bruchränder des Tobakessels sah und anpeilte, blieb ihm die Existenz des tief eingesenkten riesigen Seebeckens verborgen. Lediglich auf Grund der Angaben eines eingeborenen Radjas, der auf einem Kriegszug den Südrand des Beckens (Gebiet von Porsea?) flüchtig berührt hatte, nahm Junghuhn die Existenz eines wesentlich kleineren und weiter nördlich gelegenen Sees auf dem Plateau an. Vgl. F. Junghuhn, Die Baltaländer auf Sumatra, Berlin 1847, S. 285—289.

Schichtung aufweist, eine Schichtung, die in der Hauptsache als eine Funktion der Temperaturkurve aufgefaßt werden muß. Warmes und daher spezifisch leichtes Wasser lagert über kaltem. Je größer die Temperaturdifferenz zwischen oben und unten, desto größer ist auch der Dichtenunterschied und ein umso größerer Widerstand wird einer Kraft (z. B. dem Wind) entgegentreten, die bestrebt ist, die Wassermassen zu durchmischen, die leichteren oberen Schichten — „gleich einem auf dem Wasser schwimmenden Kork“ (Birge) — in die Tiefe zu drücken. Die Arbeiten A. Birges und W. Schmidts haben uns gelehrt, die Größe der Arbeit zu berechnen und in Kilogrammetern für das Quadratmeter Seeoberfläche auszudrücken, die der Wind leisten muß, um die Wassermasse eines Sees zu durchmischen, sie aus dem geschichteten in einen ungeschichteten Zustand überzuführen. Wir nennen sie mit W. Schmidt die Stabilität der Schichtung, eine nicht nur für die Hydrographie, sondern auch für den ganzen Stoffhaushalt eines Sees überaus wichtige Größe.

Da die in einem See gespeicherte Wärme von der eingestrahnten Sonnenenergie stammt und die langwelligen Wärmestrahlen schon in den obersten Wasserschichten absorbiert werden, müßten wir in einem von äußeren Einflüssen vollkommen ungestörten See eine Temperaturkurve erwarten, die schon von der Wasseroberfläche an sehr steil abfällt. Sie müßte ungefähr der Absorptionskurve der Sonnenstrahlung parallel verlaufen, wie sie von zwei nordamerikanischen Seen nach den Untersuchungen von Birge und Juday in Abbild. 4 abgebildet ist.

In Wirklichkeit sehen jedoch die Temperaturkurven der temperierten Seen während der Sommermonate meist ganz anders aus. Unmittelbar unter der Oberfläche sehen wir eine annähernd gleichmäßig temperierte Schicht von wechselnder Mächtigkeit, die von den Limnologen als *Epilimnion* bezeichnet wird. Darauf folgt meist unvermittelt, mit einem scharfen Knick, ein steiler Temperaturabfall, das *Metolimnion* (Sprungschicht), dessen Gradient nach der Tiefe hin allmählich flacher wird und schließlich in die wiederum fast gleichförmig temperierte Tiefenschicht, das *Hypolimnion* hinüberleitet. Wir können, von Ausnahmefällen abgesehen, im Temperaturgefälle keinerlei Übereinstimmung

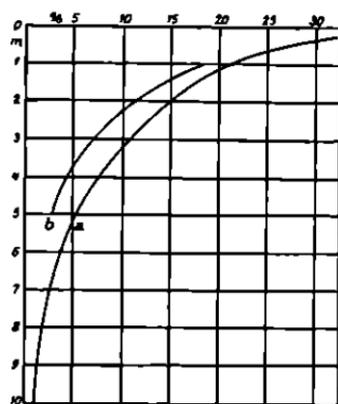


Abb. 4. Eindringende Gesamtstrahlung der Sonne in nordamerikanischen Seen. Prozente der auffallenden Intensität (nach Birge u. Juday.) a) Seneca Lake, Sichttiefe 6,8 m. b) Canandaigua Lake, Sichttiefe 4,4 m.

mit der Absorptionskurve erkennen, der Einfluß der letzteren ist besonders im Epilimnion verwischt durch die auf der Seeoberfläche wirkenden Kräfte, vor allem durch den Wind. Hier werden die Wassermassen ständig von Strömungen durchzogen und durchmischt und die vorübergehend entstehenden Temperaturunterschiede immer wieder ausgeglichen. Der Einfluß des Windes erlahmt jedoch rasch mit zunehmender Tiefe, seine untere Grenze ist durch die jeweilige Sprungschicht gekennzeichnet.

Diese Tatsachen haben aber eine in vieler Hinsicht schwerwiegende Folge: Durch die Sperre der Sprungschicht sind die Wassermassen des Hypolimnions für die ganze Zeitspanne, während welcher eine ausgeprägte Temperaturschichtung besteht, dauernd in die Tiefe gebannt und von jedem Kontakt mit der Oberfläche abgeschlossen. Erst im Herbst, wenn durch die fortschreitende Abkühlung die Sprungschicht allmählich in die Tiefe gedrückt wird und der See in den Zustand völliger Homothermie bei niedriger Temperatur (um 4°) übergeht, kann auch das Wasser des Hypolimnions bei aufgehobener Stabilität in den Strömungskreislauf mit einbezogen werden, es tritt eine in der Regel vollkommene Durchmischung und Umschichtung des Sees ein.

In der lichtlosen Tiefe des Hypolimnions findet der bakterielle Abbau der organischen Substanzen statt, welche die Photosynthese der Pflanzen in der oberen, trophogenen Schicht (dem Epilimnion) aufgebaut hat und die im geformten Zustand im Absinken begriffen sind. Die Folge ist eine Anreicherung des Tiefwassers mit den Endprodukten des Zerfalles, mit Kohlensäure, Ammoniak, Phosphaten etc. unter Sauerstoffverbrauch. Die jeweils vorhandene Menge dieser Stoffe, bzw. die Intensität des Sauerstoffschwundes wird bedingt durch die Menge und Qualität der abzubauenen organischen Substanz, durch die Umsatzgeschwindigkeit und durch die Dauer des Bestehens einer stabilen Schichtung, also durch die Dauer der Stagnation. Mit gutem Recht betrachtet man daher mit Thienemann die Sauerstoffkurve in den temperierten Seen als einen Indikator für die organische Produktion des betreffenden Gewässers: Seen, die eine starke Sauerstoffabnahme, mitunter bis zum völligen Schwund, im Hypolimnion zeigen, können wir als nahrungsreich, als eutroph bezeichnen, während in nahrungsarmen, oligotrophen Seen die Sauerstoffkurve entweder gar keinen oder einen nur geringen Abfall in der Tiefe erkennen läßt.

Die Wichtigkeit der letzten Endes in den Temperaturverhältnissen begründeten Schichtungserscheinungen für den gesamten Stoffhaushalt eines temperierten Binnensees dürfte schon aus diesen Andeutungen zu erkennen sein. Wie liegen nun die Dinge in den Tropen? Kommen

im gleichförmigen Klima der Äquatorialzone Schichtungen von längerwährender Stabilität vor oder befindet sich ein Tropensee dauernd im Zustand der Zirkulation wie die temperierten Seen im Herbst bzw. im Winter? Wie wirken sich Stagnationsperioden, falls solche auftreten, bei der hohen Temperatur des Hypolimnions im Stoffumsatz des Sees aus?

Die Lösung dieser prinzipiell wichtigen Fragen mußte daher eine der Hauptaufgaben unserer Reise bilden. Wir haben die Temperaturverhältnisse und die chemische Schichtung von 15 Seen verschiedener Größe und Höhenlage auf Sumatra, Java und Bali untersucht; ich will im folgenden drei Beispiele, die gleichzeitig drei verschiedene Größenklassen und Schichtungstypen repräsentieren, herausgreifen, um an der Hand einiger Verteilungsbilder die wesentlichen Ergebnisse auf diesem Forschungsgebiet mitzuteilen.

Als erstes wähle ich eines der Lamongan-Maare, und zwar den 240 m ü. d. M. gelegenen Ranu Lamongan bei Klakah, ein kreisförmiges Becken von nur 0,34 km² Oberflächenareal und 28 m Tiefe. Sein Wasser hat die Eigenschaften hoher Eutrophie: Es ist gelbbraun gefärbt, besitzt eine geringe Sichttiefe (1,5 m) und den überraschend hohen Nannoplanktongehalt von rund 100 000 Zellen in 1 ccm. In Abbild. 5 sind die Temperaturschichtung dieses Sees und deren Veränderungen innerhalb eines Zeitraumes von etwa 1½ Monaten eingetragen. Die dünn ausgezogenen Linien deuten die Stabilität der Schichtung an, also die Arbeit, die der Wind leisten müßte, um eine Durchmischung bis zu einer bestimmten Tiefe herbeizuführen, ausgedrückt in Kilogramm für 1 m² Seeoberfläche. Schon der erste Blick auf diese Figur zeigt, daß die Temperaturkurve einen ganz ähnlichen Verlauf hat wie in einem temperierten See zur Zeit der Sommerstagnation. Der einzige wesentliche Unterschied liegt darin, daß die Kurve in einen hohen Temperaturbereich verschoben ist, bzw. die Tiefentemperatur beinahe 26° beträgt. Trotz der geringen zwischen Oberfläche und Tiefe auftretenden Temperaturdifferenzen wurde doch eine sehr bedeutende Stabilität der Schichtung erreicht, zum Beispiel am 13. X. 14 kgm für die Wassersäule bis zu 20 m Tiefe bei einer Temperaturdifferenz von nur 1,25°. Wäre dieser See in unseren Breiten gelegen und betrüge seine Tiefentemperatur 4°, so würde sich bei demselben Temperaturunterschied eine Stabilität von nur 0,6 kgm ergeben. Diese auf den ersten Blick überraschende Feststellung ist in der Eigenschaft des Wassers begründet, seine Dichte im höheren Temperaturbereich viel rascher zu ändern als im niedrigen. So ist der Dichtenunterschied zwischen 24- und 25grädigem Wasser fünfundzwanzigmal so groß als der zwischen 4- und 5grädigem. In warmen Seen sind also

schon geringe Temperaturunterschiede ausreichend, um eine stabile Schichtung herbeizuführen, eine Tatsache, auf die schon Birge, Juday und Schmidt hingewiesen haben, und die für die tropischen Seen von besonderer Wichtigkeit ist.

Die Verteilung des gelösten Sauerstoffes, die in Abbild. 5 (rechts) wiedergegeben ist, zeigt ein sehr prägnantes Bild, das den Verhältnissen in extrem eutrophen Seen unserer Breiten vollkommen entspricht: Das Epilimnion befindet sich ungefähr im Sättigungszustand, hierauf folgt ein zuerst überaus steiler, dann allmählicher Abfall des O₂-Gehaltes, der nur zwischen 6 und 7 m Tiefe durch einen kleinen, wahrscheinlich auf

RANU LAMONGAN.

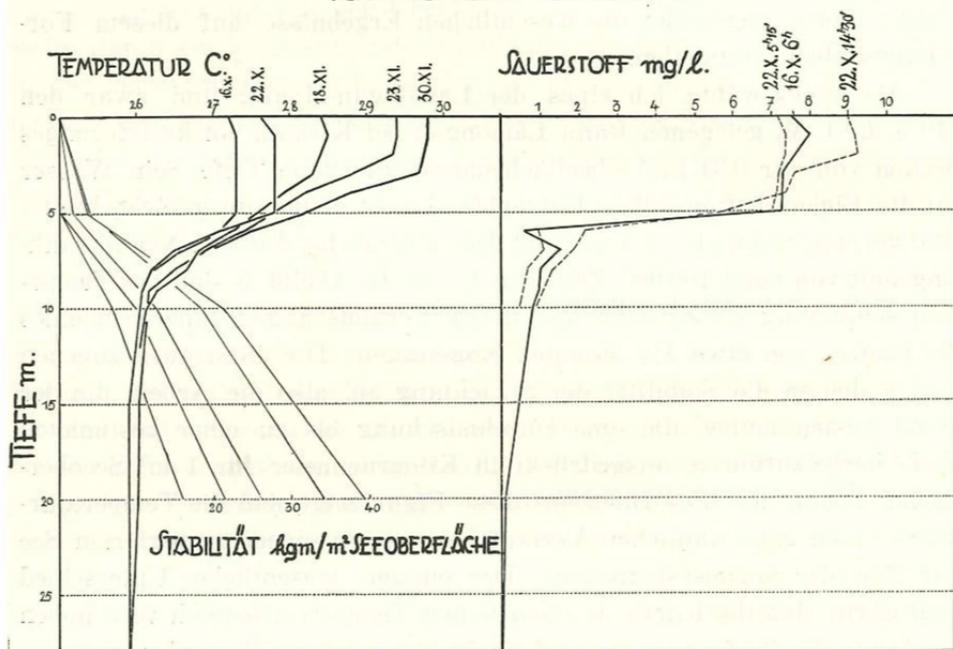


Abb. 5.

die Einschichtung von Quellen zurückzuführenden Anstieg gestört wird. — Die punktierten Linien zeigen die Veränderung des Sauerstoffgehaltes vom frühen Morgen bis zum Nachmittag. Der Einfluß der Kohlensäure-assimilation des Phytoplanktons und der submersen Uferflora äußert sich in einer starken O₂-Zunahme unter der Oberfläche, bis zu einer Übersättigung von 121%.

Auch die anderen untersuchten Substanzen, von denen Abbild. 6 einige Verteilungskurven wiedergibt, lassen eine sehr deutliche, mehr oder weniger von der Temperaturkurve beherrschte Schichtung erkennen. Der

in diesem See relativ hohe Bicarbonatgehalt — der, nebenbei bemerkt, in der Mehrzahl der untersuchten Gewässer geradeso wie in Europa + 90% des Gesamtsalzgehaltes ausmacht — nimmt mit der Tiefe nicht unbedeutend zu. Der Gehalt an freier Kohlensäure hängt, als „zugehörige“ oder „Gleichgewichts“ CO_2 , bekanntlich in erster Linie vom Bicarbonatgehalt ab. Für jede Konzentration des letzteren muß eine bestimmte Menge freier Kohlensäure vorhanden sein, um das Carbonat in Lösung zu erhalten. Vergleicht man nun die aus der Alkalinität des R. Lamongan berechnete Gleichgewichtskohlensäure mit den tatsächlich gefundenen Werten, so ergibt sich in den oberen Schichten eine Mi-

RANU LAMONGAN.

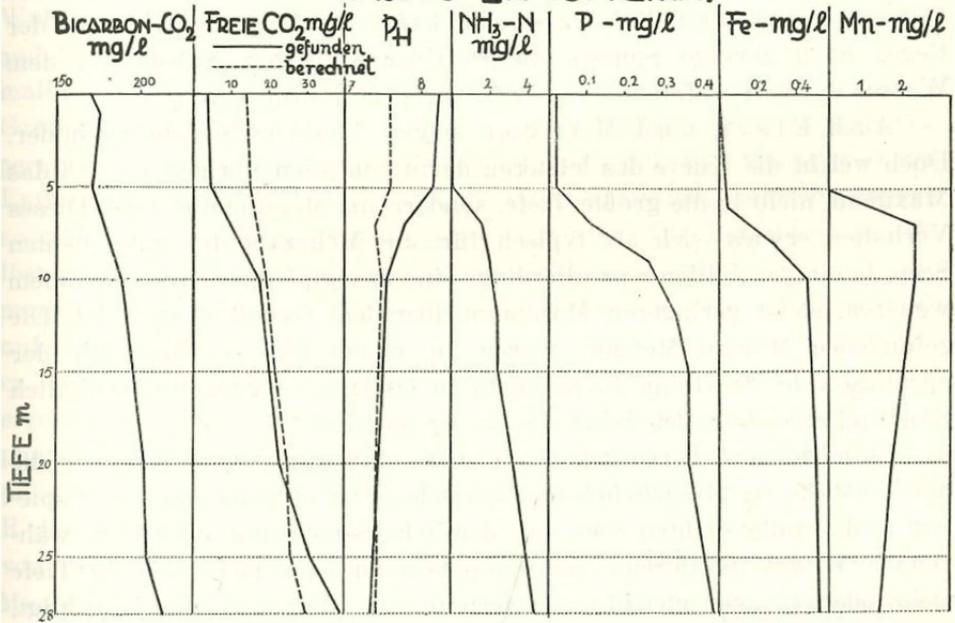


Abb. 6

nus- in den unteren Schichten eine Plus-Abweichung, während sich in der Mitte die beiden Kurven annähernd decken. Das CO_2 -Defizit im Epilimnion wird zweifellos durch die Assimilationstätigkeit der Pflanzen bedingt. Die Tiefe, in der der Gleichgewichtszustand erreicht wird, kann angenähert als untere Grenze der Photosynthese betrachtet werden. Der Überschuß in den untersten Schichten ist auf Rechnung der Atmung bzw. des Abbaues organischer Substanzen zu setzen. Das in den mittleren Wasserschichten herrschende Kohlensäure-Gleichgewicht muß auf die Wiederauflösung des in der trophogenen Schicht durch die Assimilation ausgefallten Kalkes zurückgeführt werden. Es kommt hier zu keiner

Anhäufung von überschüssiger CO_2 , sondern nur zu einer Erhöhung des Bicarbonatgehaltes.

In völliger Übereinstimmung zu der Kohlensäureverteilung steht die Reaktion des Wassers (pH). An der Oberfläche, wo die saure Komponente des durch das Verhältnis Bicarbonat : Freie Kohlensäure gegebenen Puffergemisches dauernd wegassimiliert wurde, ist das Wasser mehr, in der Tiefe dagegen weniger alkalisch, als es seinem Bicarbonatgehalt entsprechend sein sollte.

Bemerkenswert sind die Kurven des Ammoniaks und des anorganischen Phosphors, weniger durch ihren Verlauf, der ja den Erwartungen entspricht, als durch die außerordentliche Anreicherung dieser Stoffe im Hypolimnion des Sees. Die oberen Schichten sind dagegen beinahe frei davon und man kann annehmen, daß hier in der Regel auch geringe Spuren dieser lebenswichtigen Substanzen dem Wasser durch die pflanzlichen Organismen entzogen werden.

Auch Eisen und Mangan zeigen ähnliche Schichtungsbilder. Doch weicht die Kurve des letzteren darin von allen übrigen ab, daß das Maximum nicht in die größte Tiefe, sondern ins Metalimnion fällt. Dieses Verhalten erwies sich als typisch für die Mehrzahl der untersuchten Seen, in einigen Fällen war allerdings eine zweigipfelige Kurve mit einem weiteren, meist geringeren Maximum über dem Grund ausgebildet. Die gefundenen Mangan-Mengen waren in einem Fall — innerhalb der Sprungschicht des Ranu Klingungan in Ostjava — ganz ungewöhnlich groß und erreichten den Wert von 15 mg im Liter.

Es möge noch hervorgehoben werden, daß nur jene Substanzen, die als Baustoffe im pflanzlichen und tierischen Organismus eine Rolle spielen, in den untersuchten Seen eine deutliche Schichtung aufweisen, während z. B. das indifferente Chlor-Ion von der Oberfläche bis zur Tiefe mehr oder weniger gleichförmig verteilt war. Wir sind also berechtigt, von einer biochemischen Schichtung zu sprechen.

Die soeben geschilderten Schichtungsverhältnisse wiederholen sich in allen acht Seen, die wir auf Java untersucht haben (es sind dies kleinere Gewässer von weniger als 2 km² Oberfläche) mit ganz unwesentlichen Varianten. Alle diese Seen würden wir auch nach ihren sonstigen Eigenschaften (Farbe, Sichttiefe, Nannoplankton-Gehalt) als eutroph bezeichnen und sie entsprechen ja auch in ihrer chemischen Schichtung vollständig diesem Typus. Ich will sie daher übergehen und mich Gewässern von wesentlich größerem Ausmaß, den Seen Sumatras, zuwenden.

Von den großen Seen Sumatras sind drei, der Ranau-See im Süden sowie der Singkarak- und Manindjau-See im Hochland von Padang, von

derselben Größenordnung (ca. 100 km²) und weisen auch in ihren Schichtungsverhältnissen viele Ähnlichkeiten auf. Es sind tiefe Gebirgsseen mit klarem Wasser (Sichttiefe 3,5—6,5 m), grüner bis blaugrüner Farbe und einem Nannoplanktongehalt, der nur einen Bruchteil jenes der früher besprochenen Seen Javas beträgt (Größenordnung 2000—7000 Individuen in 1 ccm).

Als Beispiel für die Schichtungsverhältnisse dieses Typus sei der *Danau Manindjau* kurz besprochen, jener typische, 465 m hoch gelegene und 169 m tiefe Calderasee in den Padangschen Bovenlanden (Oberflächenareal 98 km²), dessen Verhältnisse im wesentlichen ganz ähnlich liegen wie in dem kleinen R. Lamongan. Wohl läßt die Temperaturkurve eine scharfe Scheidung von Epi-Meta- und Hypolimnion vermissen. Doch ist diese Erscheinung nicht als Normalfall zu betrachten, da Untersuchungen in anderen Seen derselben Größenklasse, wie z. B. im Ranau-See, sehr typisch ausgebildete Temperaturkurven ergaben. Es zeigte sich ferner, daß die Mächtigkeit des Epilimnions in diesem großen Becken durchschnittlich mehr als doppelt so groß ist als in den kleinen javanischen Seen. Die Verteilung des gelösten Sauerstoffes stimmt im allgemeinen Verlauf mit jener im R. Lamongan überein. Doch fallen sofort auch bemerkenswerte Unterschiede auf: Der Abfall ist viel weniger steil, er umfaßt eine Wasserschicht von ca. 40 m Mächtigkeit und der Nullwert wird erst tief im Hypolimnion erreicht. Eine Anreicherung des Wassers mit Ammoniakstickstoff, Phosphaten, Eisen usw. wurde nur im unteren, sauerstofffreien Teil des Hypolimnions festgestellt; alle Kurven erscheinen somit im Vergleich zum R. Lamongan in die Tiefe gedrückt. Doch waren die erreichten Mengen von derselben Größenordnung wie dort. Ganz ähnlich wie im Danau Manindjau fanden wir die Verhältnisse im benachbarten Singkaraksee und im Ranau-See in Südsumatra. Im letzteren hatten wir Gelegenheit, eine durch Abkühlung hervorgerufene Teilzirkulation zu beobachten: Es war Homothermie bis zu einer Tiefe von ca. 70 m eingetreten und gleichzeitig hatte der Sauerstoffgehalt der oberen Schichten durch das Emporströmen sauerstoffarmen Tiefenwassers bis auf 73% der Sättigung abgenommen. Eine solche O₂-Abnahme kann für das Tierleben, vor allem für die Fische dann katastrophal werden, wenn sie ein noch größeres Ausmaß erreicht, ein Fall, der bei der hochgelegenen Sprungschicht insbesondere kleinerer Seen leicht möglich ist. So manches Fischsterben, das in javanischen Seen bei gleichzeitigem Auftreten von Schwefelwasserstoffgeruch beobachtet und auf vulkanische Gasausbrüche am Grunde des Sees zurückgeführt wurde, ist wohl auf das Aufquellen des

sauerstoffarmen und H_2S -reichen Tiefenwassers bei Umschichtungen zurückzuführen.

Als letztes Beispiel sei noch der Toba-See besprochen, der schon durch seine Ausdehnung und Tiefe eine Sonderstellung unter den Seen

TOBA-SEE.

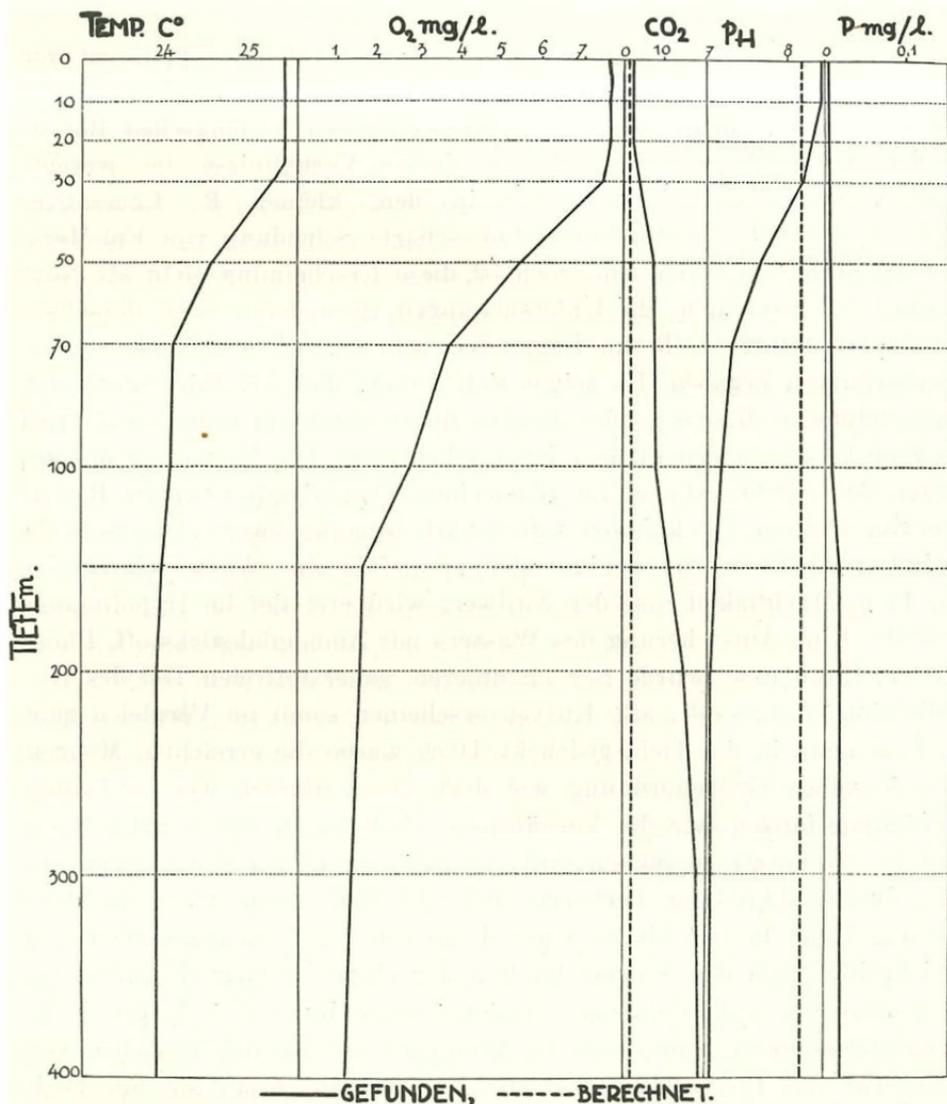


Abb. 7

Insulindes einnimmt und mit seiner wundervoll blauen Farbe, der großen Sichttiefe (ca. 12 m) und dem geringen Gehalt an Nannoplankton (einige hundert Zellen im ccm.) vollkommen mit unseren Alpenseen von oligotrophem Typus zu vergleichen ist.

An der Temperaturkurve (Abbild. 7) ist nur das mächtige, gleichmäßig temperierte Epilimnion bemerkenswert; es reicht bis etwa 25 m hinab, also in eine Tiefe, die in den kleinen javanischen Seen schon weit ins Hypolimnion fällt. Der Verlauf der Sauerstoffkurve ist jenem im Manindjausee wohl ähnlich, weicht aber durch die Mächtigkeit der gesättigten Oberflächenschicht (30 m) und durch die Tatsache ab, daß auch in der größten gemessenen Tiefe von 425 m kein völliger Sauerstoffschwund gefunden wurde. Doch entspricht die Kurve noch immer vollkommen dem eutrophen Schichtungstypus im temperierten See.

Über die sonstigen Verteilungsbilder unserer Abbild. 7 ist nicht viel zu sagen. Die Kohlensäure- und pH-Schichtung stimmt mit jener der anderen schwach gepufferten (d. h. an Bicarbonat armen) Seen überein. Bemerkenswert ist der sehr geringe Phosphatgehalt auch in der größten Tiefe; dasselbe Verhalten zeigte sich beim Ammoniakstickstoff. Eisen, Mangan, Schwefelwasserstoff fehlten.

Dies gilt für die beiden großen Abschnitte des Tobasees, für das Süd- und das Nordbecken sowie im wesentlichen auch für das flachere, südöstliche Porsea-Becken. Das 26 km² große Pangururan-Becken, das nur durch einen schmalen Arm mit dem Hauptsee verbunden ist, zeigt dagegen ganz andere Schichtungsverhältnisse. Hier fanden wir ein Epilimnion von nur 10 m Mächtigkeit, der Abfall im Hypolimnion war wesentlich steiler und die Tiefentemperatur niedriger, ein Schichtungsverlauf, der jenem der mittelgroßen Seen Sumatras (Ranau, Manindjau und Singkarak) sehr ähnlich ist. Ganz entsprechend verhielt sich die Sauerstoffverteilung: Schon in einer Tiefe von 70 m herrschte völliger Sauerstoffschwund und auch in ihrem sonstigen Verlauf zeigte die Kurve weitgehende Übereinstimmung mit dem Typus der mittelgroßen Seen.

Diese Erscheinungen deuten auf eine Abhängigkeit der Schichtungsverhältnisse vom Oberflächenareal und es ist nicht ohne Interesse, den Vergleich auch auf die anderen von uns untersuchten Seen auszudehnen. Dabei wird man zweckmäßig nicht die je nach der Höhenlage in verschiedene Bereiche fallenden Temperaturkurven, sondern die Stabilitäten zugrunde legen. In Abbild. 8 (links) sind die Stabilitätsdiagramme von 8 Seen bis zu einer Tiefe von 20 m, innerhalb deren die charakteristischen Veränderungen sich abspielen, eingetragen. Gleichbleibende oder nur allmählich zunehmende Stabilität entspricht dem Epilimnion, der scharfe Knick der Kurve zeigt die obere Grenze der Sprungschicht an. Es lassen sich auf den ersten Blick drei Scharen von Kurven unterscheiden, die den drei hier unterschiedenen Größenklassen entsprechen. In den kleinen Seen Javas, die sämtlich ein Areal von weniger als 2 km² besitzen, liegt die Sprungschicht meist bei oder oberhalb 5 m; sie reichen schon in

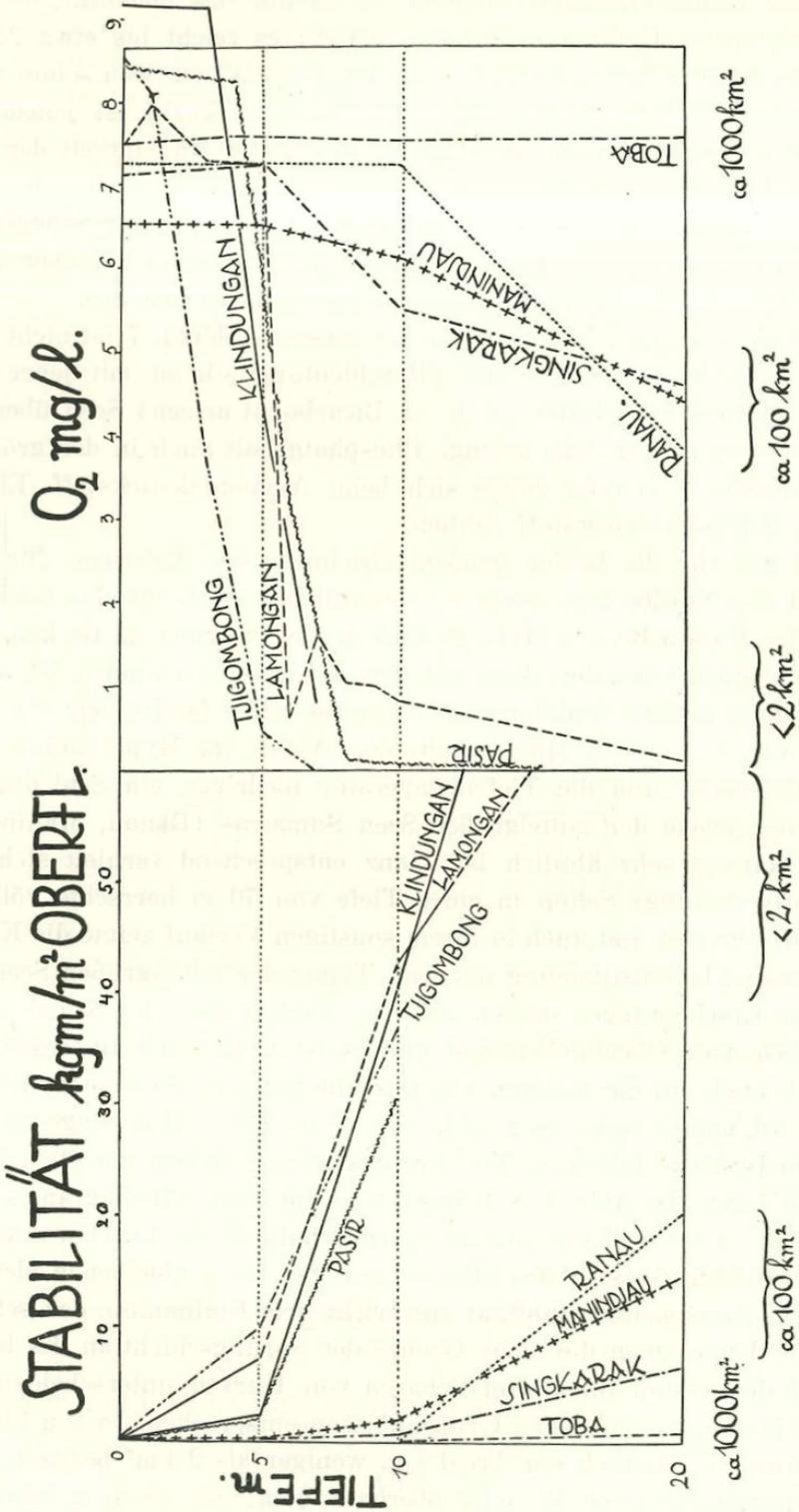


Abb. 8

10 m Tiefe sehr bedeutende Stabilitäten. Ihre Kurven verlaufen fast gleichsinnig und ganz unabhängig von der Tiefe, die in den angeführten Fällen von 17 bis 134 m schwankte. Bei drei Seen, die in die Größenordnung von 100 km² fallen, beginnt ein merklicher Stabilitätsanstieg erst unterhalb 10 m Tiefe und im Tobasee endlich ist bis 20 m hinab die Stabilität minimal.

Die Gruppierung der Sauerstoffkurven (Fig. 12 rechts) entspricht nahezu vollkommen jener der Stabilitäten. Bei den kleinen Seen ist der Sauerstoffschwund in 10 m Tiefe ganz oder nahezu vollzogen; bei der mittleren Größenordnung beginnt er meist erst in dieser Tiefe und im Tobasee reicht der gleichmäßig hohe Sauerstoffgehalt bis unter 20 m hinab.

Wir sehen aus dieser Gegenüberstellung, wie sehr die Stabilitätsverhältnisse und mit diesen die biochemische Schichtung vom Oberflächenareal abhängen. Die Unterschiede, die uns entgegentreten, sind, soweit sie die Temperaturschichtung bzw. die Stabilität betreffen, selbstverständlich nur physikalisch bedingt. Die höhere Geschwindigkeit, die der Wind über ausgedehnten Wasserflächen erreicht, die größere Wucht der bewegten Wassermassen, die verhältnismäßig geringere Abbremsung der Strömungen in der Uferregion sind Faktoren, die man für die tiefer greifende Durchmischung der großen Seen verantwortlich machen muß.

Die Sauerstoffkurve ist naturgemäß ebenfalls im hohen Grade von diesen mechanischen Vorgängen beherrscht, doch wird ihre Ausbildung selbstverständlich auch weitgehend durch die organische Produktion des betreffenden Sees modifiziert. Nun repräsentieren die drei Größenordnungen der von uns untersuchten Seen zweifellos drei verschiedene Trophiestufen, eine Tatsache, die schon an den rein äußerlichen Merkmalen der Farbe und Sichttiefe, sowie vor allem an dem Gehalt an Plankton zu erkennen ist. Daß für die Produktion eines Sees neben anderen Faktoren auch das Oberflächenareal maßgebend ist, kann nicht überraschen, wenn man bedenkt, daß mit wachsendem Oberflächenareal die relative Länge der Uferlinie, bezogen auf die Flächeneinheit, abnimmt. Und das Ufer müssen wir als eine der wichtigsten Nährstoff-, vor allem Stickstoffquellen betrachten.

Unsere Untersuchungen haben also gezeigt, daß die Seen Niederländisch-Indiens in eine Reihe eingeordnet werden können, die mit den extrem eutrophen Lamongan-Maaren und anderen kleinen Seen Javas beginnend, über die großen Seen Mittel- und Südsumatras zu dem ausgesprochen oligotrophen Tobasee führt. Trotz der großen Unterschiede in der organischen Produktion entsprach die Sauerstoffschichtung in

allen Fällen jenem Typus, den wir innerhalb der temperierten Zonen als charakteristisch für eutrophe Seen erkannt haben. Ein „oligotropher Schichtungstypus“ fehlt, soweit wir derzeit sehen können, auch in den produktionsarmen Seen der Tropen vollständig.

Wir müssen uns nun die Frage vorlegen, wodurch diese auffallende Verschiedenheit bedingt wird. Die Beantwortung ergibt sich m. E. sehr einfach aus den grundverschiedenen Temperaturverhältnissen des Hypolimnions. Im gemäßigten und arktischen Klima hat die Tiefe der Seen eine Temperatur, die sich in der Regel von 4° nicht allzuweit entfernt. Die abgestorbenen Organismen des Planktons und andere organische Reste gelangen beim Absinken sehr bald in Temperaturbedingungen, welche die bakterielle Zersetzung hemmen und — gleich einem Eischrank — konservierend wirken. Relativ wenig wird unterwegs abgebaut werden, viel wird in unzersetztem Zustand den Seeboden erreichen. Anders in den Tropenseen. Die Tiefentemperatur ist hier um rund 20° höher als in den temperierten. Wir wissen nun, daß nach der Van t'Hoff'schen RGT-Regel die Umsatzgeschwindigkeit, in unserem Falle also die Atmung und bakterielle Zersetzung, bei einer Temperatursteigerung um 10° verdoppelt bis verdreifacht wird. Die Tropenseen dürften also gegenüber den temperierten eine vier- bis neunfache Umsatzgeschwindigkeit aufweisen, die auch im oligotrophen Typus einen starken Sauerstoffschwund im Hypolimnion herbeiführen muß. Daraus folgt ferner, daß ein viel größerer Teil der absinkenden organischen Substanz schon im freien Wasser abgebaut und nur verhältnismäßig wenig davon auf dem Seegrunde abgelagert werden wird. Tatsächlich fand auch Prof. Hummel, der die auf unserer Reise gesammelten Schlammproben untersucht hat, einen relativ geringen Gehalt an organischer Substanz.

Dieser beschleunigte Abbau führt, wie wir gesehen haben, auch zu einer starken Anhäufung der Zerfallsprodukte der Eiweißstoffe, also des Ammoniaks und der Phosphate, im Tiefenwasser der tropischen Seen. Wie groß diese Mengen sind, wird erst anschaulich, wenn man sie für das ganze Seevolumen berechnet. So ergibt sich für die untersten 20 m des R. Lamongan, der mit nur 750 m Durchmesser und 28 m Tiefe zu den kleinsten untersuchten Seen gehört, ein Gesamtgehalt von 1400 kg Phosphor und 12.000 kg Ammoniakstickstoff. Bei einem der großen Seen, wie z. B. dem D. Manindjau (97 km²) steigen diese Werte naturgemäß ins Gigantische. Hier wurden für die Wassermasse unterhalb 60 m 1.5 Millionen kg Phosphor und 7 Millionen kg Ammoniakstickstoff berechnet. Das ist ein gewaltiges, aber totes Kapital der wertvollsten Pflanzennährstoffe, das ungenutzt in der Tiefe der Seen schlummert, und es drängt sich unwillkürlich der Gedanke auf, es zu heben und — anstatt

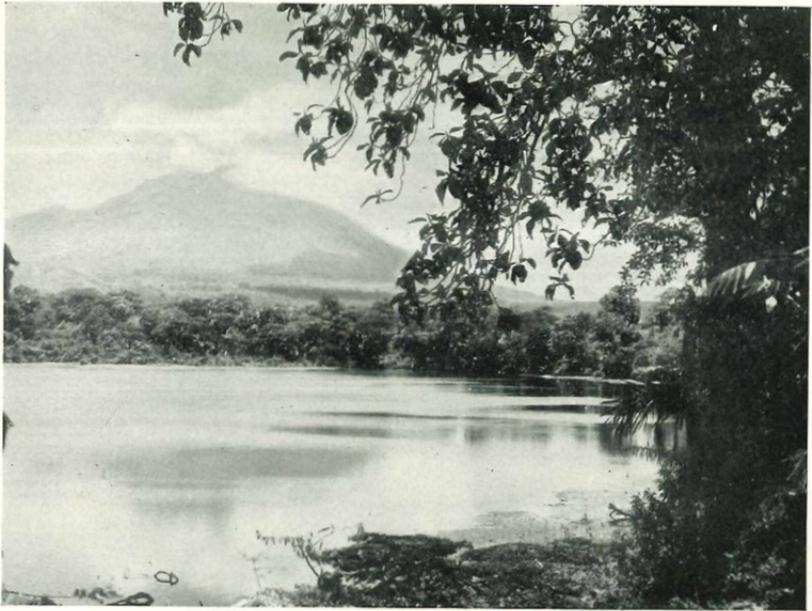
wie bisher das Oberflächenwasser — das Tiefenwasser der Seen zur Berieselung der Reisfelder und anderer Kulturen zu verwenden.

Nur wenn durch Abkühlung Homothermie und bei aufgehobener Stabilität eine Durchmischung eintritt, gelangen die Wassermassen des Hypolimnions und mit ihnen auch die dort angehäuften Nährstoffe an die Oberfläche und können zum Teil der Produktion des Sees wieder zugute kommen. Während in kühlen Klimaten diese Umschichtungen an den Winter gebunden sind und sich alljährlich zwangsläufig wiederholen, besteht in den Tropen diese Regelmäßigkeit nicht. Am ehesten scheint eine solche noch in Gebieten mit ausgeprägtem Ostmonsum, also z. B. in Ostjava und Bali vorzukommen, wo das Temperaturminimum im Juli und August meist auch zu Zirkulationsperioden in den Seen führen dürfte. In den westlichen Teilen des Archipels dagegen können partielle und totale Umschichtungen anscheinend zu jeder Zeit des Jahres erfolgen und die Stagnationsperioden daher von sehr verschiedener Dauer sein. Unter Umständen kann es auch länger als ein Jahr währen, bis eine tief genug greifende Abkühlung das Wasser der Tiefe emporbringt.

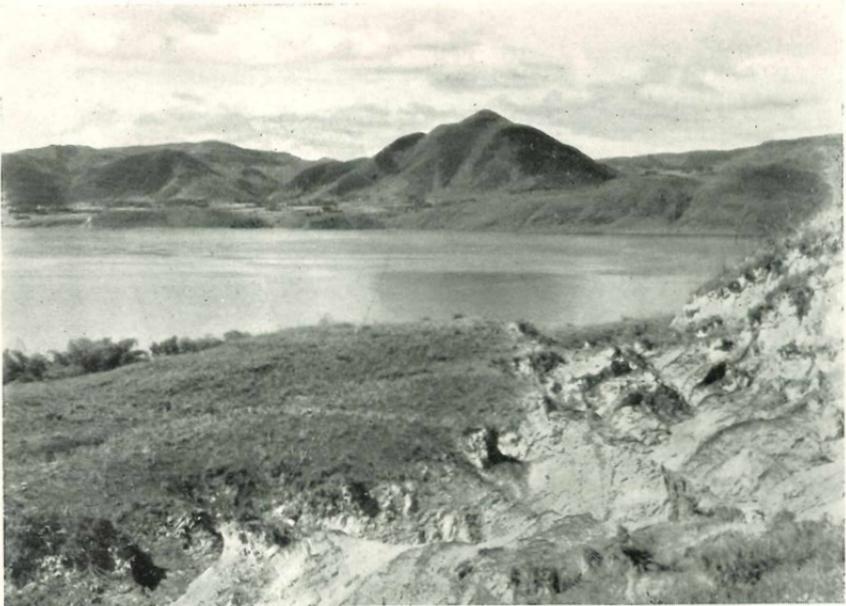
So sehen wir denn, daß die Erscheinungen der physikalischen und chemischen Schichtung in tropischen Seen im Prinzip dieselben sind wie in den temperierten. Die auftretenden Unterschiede sind, mögen sie noch so sehr in die Augen springen, nur gradueller Natur und werden beherrscht durch den überragenden Einfluß eines Faktors, der Temperatur. Dieser Umstand ist es, der limnologischen Studien in den Tropen eine große Bedeutung für das Verständnis vieler Probleme, auch der temperierten Seen, verleiht. Dazu kommt noch, daß die Organismen des Wassers in hohem Grade kosmopolitisch sind. So fremd den von Europa kommenden Naturforscher die Flora und Fauna des tropischen Landes anmutet, so begrüßen ihn in den Gewässern zahlreiche aus der Heimat vertraute Pflanzenformen. Und nimmt er gar das Mikroskop zur Hand, so findet er unter den Vertretern des Planktons, unter den Algen und Protozoen fast durchwegs Arten, die auch in temperierten Gewässern verbreitet sind, und die Fremdlinge treten ganz zurück. Die Ursache dieser Erscheinung liegt darin, daß der lebenszerstörende Winter die Gewässer verschont, denn selbst unter der Eisdecke herrschen noch Temperaturen, die sehr viele Organismen nicht schädigen. Diese weitgehende Übereinstimmung der — insbesondere mikroskopischen — Lebewelt setzt uns in die Lage, die Rolle des Temperaturfaktors bei nahezu gleichen sonstigen Außenbedingungen an Lebensgemeinschaften von sehr ähnlicher Zusammensetzung vergleichend zu studieren und dadurch dem Verständnis des Lebens und seiner Äußerungen in den Binnengewässern auch in unseren Breiten näher zu kommen.

Zitierte Literatur.

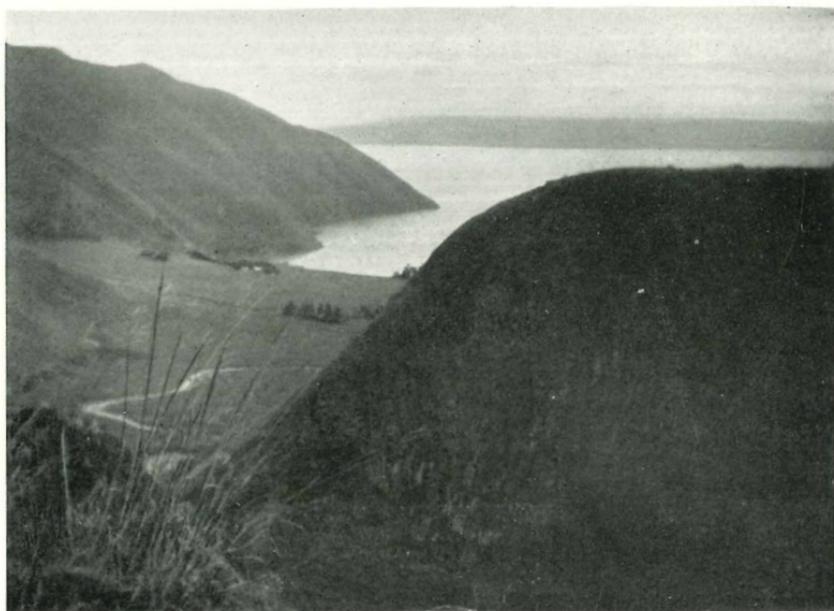
- Birge, E. A.: 1916. The work of wind in warming a lake. — *Transact. Wisc. Akad.* 18.
- and Juday, Ch.: 1919. Further limnological observations on the Finger Lakes of New York. — *Bull. of the Bureau of Fisheries*, 37.
- Bücking, H.: 1912. Zur Geologie von Nord- und Ost-Sumatra. — *Sammlungen Leiden* 8.
- Hummel, K.: 1931. Sedimente indonesischer Süßwasserseen. — „Tropische Binnengewässer“, *Arch. f. Hydrobiol. Suppl. Bd. VIII*.
- Junghuhn, F.: 1857. Java, seine Gestalt, Pflanzendecke und innere Bauart. — Leipzig.
- 1847. Die Battaländer auf Sumatra. — Berlin.
- Klein, W. C.: 1917. Die Oostoever van het Tobameer in Noord-Sumatra. — *Jaarb. v. h. Mijnw., Verh. Dl. I*.
- Mohr, E. C. J.: 1922. Infusorienaarde, bergmel of kiezelgur in Nederl. Ost Indië. — *Ind. Mercur*, 14. IV. 1922.
- Philippi, H.: 1916. Morphologische en geologische Aanteekeningen bij de kaart van Zuid-Sumatra. — *Jaarverslag van den Topographischen Dienst in Nederlandsch-Indie*.
- Ruttner, F.: 1931. Hydrographische und hydrochemische Beobachtungen auf Java, Sumatra und Bali. — „Tropische Binnengewässer“, *Arch. f. Hydrobiologie, Suppl. Bd. VIII*.
- Schmidt, W.: 1915. Über den Energiegehalt der Seen. Mit Beispielen vom Lunzer Untersee nach Messungen mit einem einfachen Temperaturlot. — *Internat. Rev. d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr. Suppl. z. Bd. 6*.
- 1928. Über Temperatur- und Stabilitätsverhältnisse von Seen. — *Geographischa Annaler* 102.
- Stehn, Ch. E.: 1928. De Batoer op Bali en zijn eruptie 1926. — *Vulkanologische en seismologische Mededeelingen* 9.
- Thienemann, A.: 1928. Der Sauerstoff im eutrophen und oligotrophen See. Ein Beitrag zur Seetypenlehre. „Die Binnengewässer“, Stuttgart.
- 1930. Die Deutsche Limnologische Sunda-Expedition. Reisebericht und einige vorläufige wissenschaftliche Eindrücke. — „Tropische Binnengewässer“, *Arch. f. Hydrobiol. Suppl. B. VIII*.
- Van Bemmelen, R. W.: 1929. The Origin of Lake Toba (North-Sumatra). — *Forth Pacific Science Congress Batavia. Bandoeng, Vol. II A*.
- Volz, W.: 1909. Nord-Sumatra, Bd. I: Die Battaländer. — Berlin.
- Wing Easton, N.: 1896. Der Toba-See. — *Zeitschr. d. geol. Ges.* — Berlin.



Ranu Lamongan. Im Hintergrund der Vulkan Gunung Lamongan.



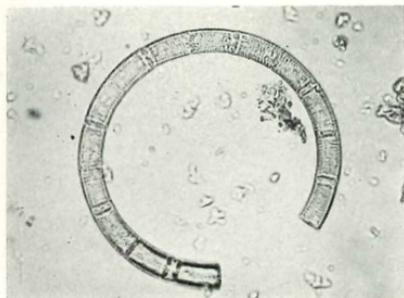
Tobasee, Teil des Südbeckens, von der Halbinsel Sibaulangit gesehen. Im Hintergrund der den im SO umgreifende Bogen des Barisangebirges. Vorn geschichtete Seesedimente.



Tobasee, Blick vom Südrand des Einbruchskessels. Im Hintergrund das Plateau der Insel Samosir.



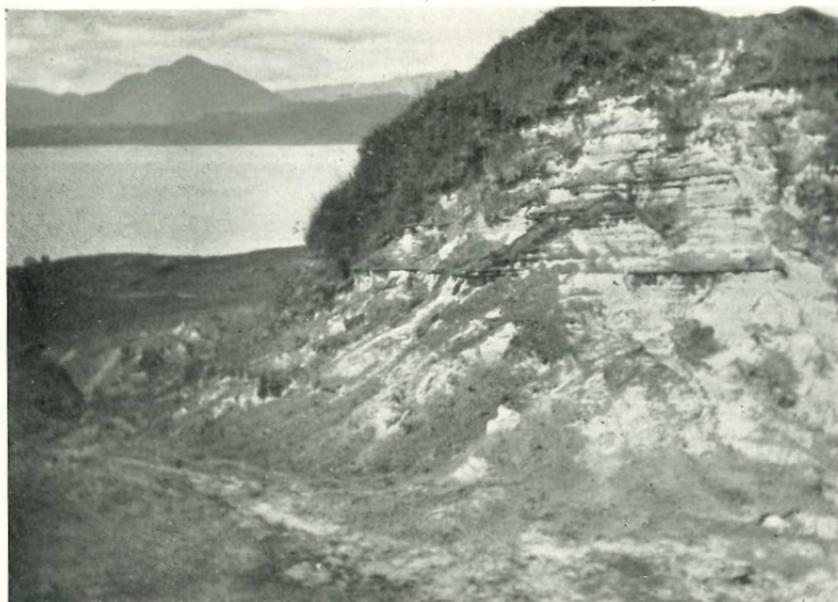
Tobasee; Plateau-Rand im Nordbecken.



Die häufigsten Diatomeen des Tobasee-Gebietes. Links rezente Planktonformen aus dem See: a *Denticula pelagica*, b *Melosira granulata* var. *valida* f. *curvata*. Rechts Kieselgur mit *Denticula* und *Melosira*. Vergr. 290.



Kieselguraufschluß bei Pangururan.



Tobasee, Halbinsel Sibaulangit Geschichteter „Tonstein“.



Südspitze von Samosir. Geschichtetes, sandiges Seesediment.



Überschwemmte Zufahrten zu den Landungsplätzen in Hankow.



Die überschwemmte Vorstadt Shakwan bei Nanking.



Die überschwemmten Ufergelände des Kaiser-Kanals
(Aufgenommen von Colonel Lindbergh.)



Dammdurchbruch am Kaiser-Kanal.
(Aufgenommen von Colonel Lindbergh.)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1932

Band/Volume: [75](#)

Autor(en)/Author(s): Ruttner F.

Artikel/Article: [Seenstudien in Niederländisch-Indien. 114-146](#)