

DIE GEMEINSAMEN MIKROKLIMATISCHEN CHARAKTERZÜGE DER ZWISCHEN DER DONAU UND DER THEISS GELEGENEN ALKALISCHEN SEEN

M. ANDÓ

Die physische geographische Charakterisierung der Seen und ihrer Umgebung

In der Grossen Ungarischen Tiefebene sind die Donau und die Theiss und deren Nebenflüsse von Bedeutung durch die von ihnen aufgetragene Schlemm-Geröllschicht, durch die salzhaltigen Seen und die Zahl der zeitweisen Wasserstände. Während am Geröllkegel der Donau das kalciumreiche Sediment *kalk-soda-und salzhaltige* Seen und Böden aufzeigt, sind bei der Theiss zum Grossteil aus Eruptionen stammende, saure Anschwemmungen vom Typ „szolonyec und szology“ zu finden.

Die Seen entstanden im Allgemeinen dort, wo die morphologischen Verhältnisse der Oberfläche dies begünstigten. So in alten Flussbettbiegungen, in toten Armen, oder in abflusslosen Vertiefungen der Oberfläche, ferner bilden deflaciöse Windfurchen das Bett der Seen. Vor der Binnenwasser- und Flussregulierung, noch um die Jahrhundertwende, war die Anzahl der alkalischen Seen und deren Ausbreitung viel grösser als heutzutage. Ihre Anzahl ist auch heute nicht klein, besonders häufig kommen sie im Gebiet zwischen Donau und Theiss vor. Trotz der jetzigen Binnenwasseregulierung wird die Tiefebene in feuchten Frühlingjahren zu einem Gebiet der „tausend Seen“ (Abb. 1)

Im systematischen Sinn sind die salzhaltigen Seen nicht gleichartig stehende Gewässer. In bedeutender Zahl sind sie seicht und ein solcher See ist schon im Sumpfstadium. Wasserpflanzen bedecken ihn in seinem ganzen Ausmass, seine Versumpfung ist bedeutend. Die alkalischen Wasser sind extreme Lebensplätze, welche eine eigene, von in anderen Ländern befindlichen Salzgewässern, abweichend zusammengestellte lebende Welt bevölkert.

Die alkalischen Seen und Binnengewässer stellen einen eigenen Typ dar. Auf Grund des extremen Klimas ist ihr gelöster Salzgehalt charakteristisch hoch (604,5—7 124,2 mg/l) wodurch sie allgemein zu den salzigen Wassern gezählt werden können. Für den Salzgehalt sind in erster Linie das Na^+ und das Na_2CO_3 — an Ionen reich — der hohe pH-Wert (7,5—10,5) und der alkalische Charakter bezeichnend.

Die makroklimatische Eigenart der alkalischen Seen

In klimatischer Hinsicht weichen die salzhaltigen Seen und ihre Umgebung von den sonst in der Tiefebene herrschenden Klimaeigenartigkeiten ab. Die kontinentalen Züge des Gebietes sind hier meist abgeschwächt, wodurch sich in der Umgebung des Sees sogenannte eigenartige Mikrolufträume bilden.

Auf Grund unserer Untersuchungen konnte festgestellt werden, das die *Konti-*

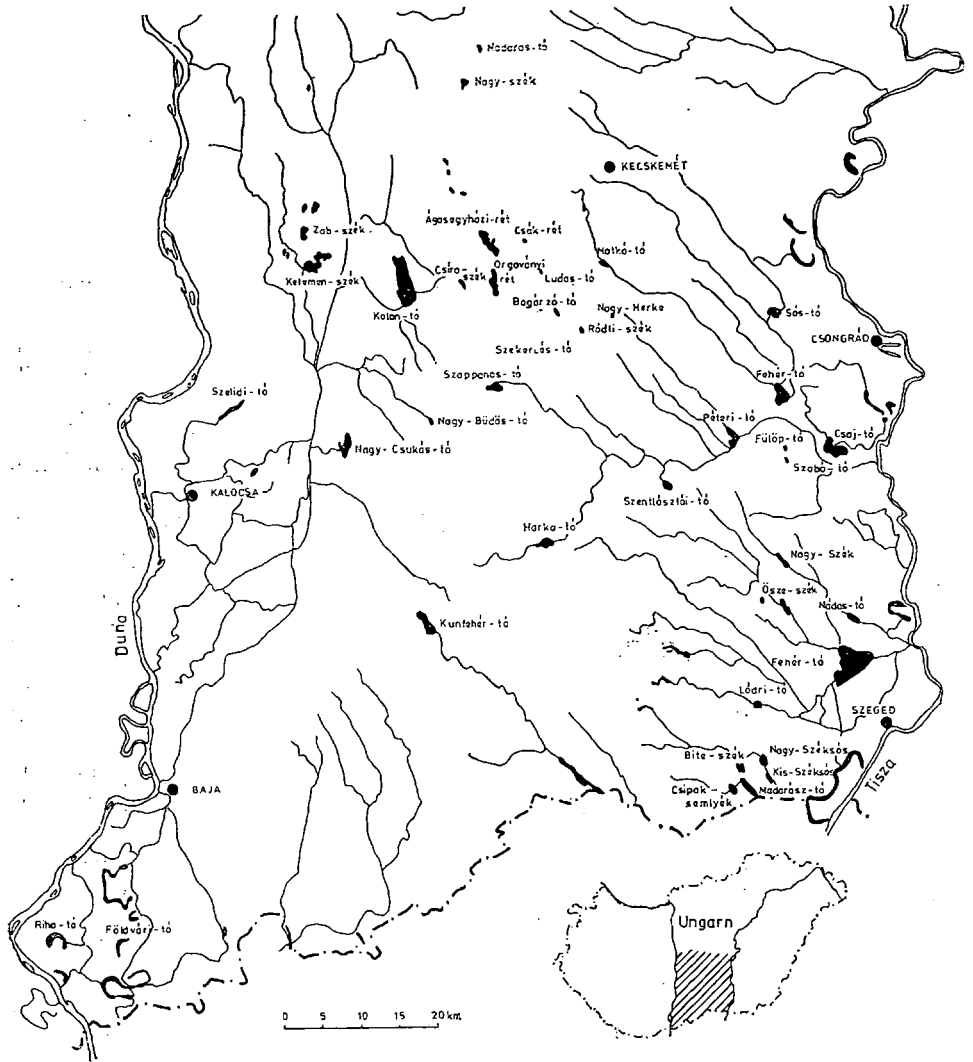


Abb. 1. Die alkalischen Seen des Donau und Theiss Zwischenstromlands.

mentalität und die hiermit gemeinsam auftretenden extremen Wetterverhältnisse unsere alkalischen Seen stark beeindruckten. Unsere Seen sind grösstenteils astatischartige, salzhaltige Wässer. Diese Tatsache vereint verschiedene mikroklimatische und hydroklimatische Gegebenheiten.

In trockenen Sommern trocknen die seichten Seen vollständig aus, dagegen wächst ihr Umfang in niederschlagsreichen stark an. Diese extreme Wasseroberflächenveränderung, das Schwächerwerden der Hitze spielt sich im kontinentalen — sogenannten Tiefebeneclima — ab.

Die Lufttemperatur- und die Zeit und Raumaufteilung ist mehr oder weniger launenhaft. Die Jahresmitteltemperaturwerte, sowohl in positiver als auch in negativer Richtung, und auch im ganzen Land, zeigen hier die grössten Amplituden. Die monatliche Mitteltemperatur kann im Sommer mit $+22-23^{\circ}\text{C}$, im Winter mit -2 bis -3°C angegeben werden. Das bedeutet ein durchschnittliches Pendeln von 25°C , doch erwärmt sich die Luft im Sommer auf $+39-40^{\circ}\text{C}$, im Winter dagegen kommen Temperaturen von -29 bis -30°C vor.

Auf die tagsüber starke Erwärmung folgt die starke Abkühlung während der Nacht. Hier ist die in Zeit- und Energie höchste Sonnenbestrahlung zu verzeichnen, sowie auch der grösste Wärmeverlust durch Ausstrahlung, für je einen Tag oder auch für einen Jahresablauf. Ein Jahr kann auf einen feucht-kalten und auf einen warm-trockenen Teil zerlegt werden. Im Winter und im Frühjahr ist die Verdunstung gering, im Sommer und Herbst dagegen sehr bedeutend. Nicht selten gibt es im Sommer 2—4 wöchige Trockenheit. Die jährliche Niederschlagsmenge schwankt zwischen 500—600 mm, was schon an und für sich sehr wenig ist, doch noch ungünstiger ist die unregelmässige Verteilung des Niederschlages.

Im Klima der Seen und in der damit zusammenhängenden biologischen Lebensgemeinschaft verursacht der *Wärmeenergieverkehr des sommerlichen Halbjahres* quantitativ und qualitativ bedeutende Veränderungen. Besonders grosse Veränderungen gehen im Wasserhaushalt der Seen vor sich, in deren hydrologischen Verhältnissen. Durch das starke Verdunsten ist der Wasserverlust im Sommer so gross, dass die Niederschlagsmenge dieser Jahreszeit ihn nicht ersetzen kann. Die direkt in die Seen fallende Niederschlagsmenge deckt nur etwa 63% der durch Verdunstung verlorenen Wassermenge, daher ist der Wasserhaushalt des Gebietes negativ.

Bei den im südlichen Teil der Tiefebene gelegenen Seen tritt auf Grund der Niederschlags- und der Verdunstungswerte im Sommerhalbjahr ein Wassermangel von 70—120 mm auf, was im Allgemeinen ein Wasseroberflächenschwanken von 0,5 bis 1,0 m/Jahr nach sich zieht. Bedeutender Wasserverlust kommt hauptsächlich zwischen Mitte Juni und Mitte Oktober zustande, was sich im Sommer auf das Leben im Wasser und auf dessen natürlichen Ablauf stark auswirkt. Z. B. durch das Verdunsten des Wassers erhöht sich der Grad der gelösten Salzkonzentration und die Menge aller schwebenden Teilchen. Bei um einen Meter seichteren Seen, wo im Allgemeinen eine sogar totale Verdunstung zutreffen kann, war die Mikrofauna des Wassers bei einer Konzentration zwischen 2 500 und 40 000 mg/Liter noch immer bedeutend. Dagegen konnte bei tieferen Seen, bei denen vollkommene Verdunstung nicht vorlag, im Allgemeinen nur ein Anwachsen von 2,5 auf 5 000 mg/Liter beobachtet werden.

Die mikroklimatischen Charakterzüge der Seen

Der Begriff Klimaverhältnisse bei den salzhaltigen Seen erscheint auf den ersten Blick sozusagen schwerfällig, pflegen wir doch vom Begriff Klima meistens in Kenntnis des Zusammenhanges von Luftraum und Oberfläche zu sprechen. Das Klima ist ein System, das in einem bestimmten Teil des Raumes herrscht, also auch die Summe aller atmosphärischen Erscheinungen und Abläufe, welche dort, wann immer und auch in Zukunft, aufgetreten sind und mit grosser Wahrscheinlichkeit wieder vorliegen werden.

Wohl möglich, dass die Oberflächenwasser im Allgemeinen dem im meteorologischen Sinn atmosphärischen Klima unterlegen sind, vom Standpunkt ihrer lebenden Welt aber haben *diese Wassergebiete ihr eigenes Klima*. Charakterisieren dieses Klima zum Teil spezielle Wassereigenschaften (Lauge, gelöste Salze und schwache Gase, pH, elektrische Leitungsfähigkeit usw.), andernteils solche, die den einzelnen Faktoren der Atmosphäre entsprechen. (Temperatur, Licht, dynamische Verhältnisse, O₂, CO₂, Verschmutzung usw.) Über letzteres geben wir im Weiteren einen kurzen Überblick

Bei den klimatischen Verhältnissen der Gewässer ist neben der *gebietlichen Verteilung der Wärmeenergie auch die Dauer der Sonnenbestrahlung* ein bedeutender Faktor. Beim Verschlucken des Lichtes spielt die Durchsichtigkeit — als charakteristische Eigenschaft der Gewässer — eine wichtige Rolle. Auf Grund ihrer Durchsichtigkeit, bzw. ihres Durchleuchtetseins, können die Seen zwischen Donau und Theiss allgemein in zwei Gruppen geteilt werden:

1. Die verhältnismässig gut durchleuchteten Seen: Hauptsächlicher Charakterzug: Durchsichtigkeit bis über 200 mm (auf Grund der Schriftprobe nach Schell). Diese sind meistens 1—2 m tief oder noch tiefer. Die Farbe des Wassers ist hell, bräunlich, gelblichgrün. Die Wassernachfuhr durch Grundwasser nimmt im Sommer sehr ab, sie haben keinen Zufluss von der Oberfläche, oder nur sehr geringen. Die Seeufer bedeckt im Allgemeinen höhergradige Association, den Wasserspiegel Riedgras. Bei solchen Seen ist eine höhere Wasserfauna typisch.

2. Die schwach durchleuchteten Seen: Hauptsächlicher Charakterzug: Durchsichtigkeit weniger als 200 mm, Tiefe weniger als 1 m. Die Farbe des Wassers ist hell, grauweiss, trüb, es gibt viel Schwebestoff. Zeitweise Wassernachfuhr, der Zufluss von der Oberfläche ist minimal, verhältnismässig schwacher Ersatz durch Grundwasserströmung. Im Sommer verdunstet das Wasser der Seen vollkommen, dicker, salziger Schlamm bedeckt die Bodenwege. Hier sind höhere Wasserpflanzen und auch Riedgras bedeutungslos.

Unsere Untersuchungen nach *verändert sich der Durchsichtigkeitsgrad des Wassers im Laufe des Jahres*. Im Verhältnis zum Winter verringert sich die Durchsichtigkeit im Sommer um die Hälfte. Die Durchsichtigkeit hängt eng mit der Temperatur des Wassers zusammen. Auch im Laufe eines Tages kann sich die Durchsichtigkeit ändern und zwar durch die Wirkung des Wasserklimas in der Zeit der Bestrahlung. Z. B. verteilt sich die Lichtenergie in den weniger durchleuchteten Seen auf der verhältnismässig dünnen oberen Wasserschichte, deshalb ist die Temperatur dieser Schichte höher. Während der vormittäglichen Erwärmung und bei gut durchleuchteten Wassern die untere Schichte wärmer als die obere, da zu dieser Zeit noch der Seeboden die aktive Ebene bildet. Diese Erscheinung wird im See durch das Verschnellern einer senkrechten, ausgleichenden Wärmeströmung hervorgerufen. Gleichzeitig mit der turbulenten Bewegung vermehrt sich der Schwebestoff des Wassers, was den Durchsichtigkeitsgrad ebenfalls verringert. Dieser Umstand führt am Nachmittag zu einer höheren Temperatur des Oberflächenwassers. Die Veränderung der Lichtdurchlassfähigkeit spielt eine direkte Rolle in den täglichen Temperaturverhältnissen der Seen.

Bei den alkalischen Seen der Tiefebene zeigt die *Verteilung der an die Oberfläche dringenden Energie*, wegen der verhältnismässig kleinen Ausbreitung, keine grossen Unterschiede und so hat die Erwärmung und die Abkühlung beinahe den gleichen Verlauf. Im Winter frieren unsere stehenden Gewässer zu, die seichteren

oft bis auf ihren Grund. Der Eispanzer ist im Allgemeinen 10—20 cm dick, doch es kommen auch 30—40 cm Dicke vor. Mit dem Erscheinen des Eises ist von Ende November, Anfang Dezember an zu rechnen. Es kann aber auch geschehen, dass sich schon im Monat Oktober Eis bildet. Die Zeit des Auftaus ist die zweite Hälfte Februar oder die erste Hälfte März, durch eine extreme Wetterlage kann es sich bis auf Ende März, Anfang April verschieben.

Mannigfache natürliche Umstände können das Einfrieren der Seen beeinflussen. Z. B. frieren pflanzenlose oder nur durch wenige Pflanzen belebte, stehende Gewässer zuerst ein. Wo dagegen die Wasserflora dicht ist (Schilf, Binsen, Riedgras) erfolgt das Einfrieren um 7—10 Tage später. In diesen Fällen erscheint die Eisbildung zuerst nicht an den Ufern, sondern an der Grenze von Pflanzenbestand und offenem Wasserspiegel. Beim Einfrieren des Sees ist besonders beachtenswert, dass manchmal der Eismangel an den Rändern der Wirkung des einströmenden Grundwassers zuzuschreiben ist. In der durch Oberflächeneis abgeschlossenen Wassermasse entsteht allgemein eine Wärmeschichtung zwischen Gefrierpunkt und -4°C . Die Temperatur des Bodenwassers beträgt gewöhnlich $+4^{\circ}\text{C}$, direkt unter der Eisschicht hat das Wasser 0°C . Diese Inversionsschichtung ist bei allen Seen zu beobachten.

Sobald das Eis im Frühjahr verschwindet, erwärmt sich langsam die ganze Masse des Wassers. Die Erwärmung erfolgt hauptsächlich durch das Aufnehmen der aus dem Luftraum stammenden Wärme. Der Wind begünstigt die Accelleration dieser Wärmeaufnahme (Luftbewegung) derart, dass in unseren verhältnismässig seichten Seen die Turbulenz zum wichtigsten Faktor werden kann. Durch die Bestrahlung und die aus der Luft stammende Wärmeaufnahme erwärmen sich unsere Seen im Frühjahr sehr schnell. Die Erwärmung erstreckt sich meistens auf die ganze Wassermenge, da die Luftbewegungsverhältnisse im Frühjahr eine verstärkte Wirkung haben. In dieser Zeit geht in den Seen eine starke Zirkulation vor sich, zwischen Oberflächen- und Bodenwasser.

Die Zusammenhänge zwischen dem Mikroklima der Umgebung und dem Klima des Wasserraumes

Die bedeutsamsten Veränderungen zwischen See und Umgebung bemerkten wir Sommerhalbjahrs. Mit der bedeutenden Veränderung der Wassermenge bildet sich im Klima der Gewässer ein eigenartiger Zustand heraus, der die Bedingungen der Alkalibildung verstärken kann. Im Sommer verringert sich die Temperatur vom Wasserspiegel nach abwärts und diese Erscheinung führt bei Seen von verschiedenem Typ zu einer abweichenden Temperaturschichtung. Bei sonnigem Wetter erwärmt sich die obere Wasserschicht der weniger reinen, schwach durchleuchteten Seen (im Sommer) verhältnismässig stark. In den verdichteten alkalischen Pfützen besteht zwischen der Oberflächenschicht und dem Bodenwasser bereits ein Temperaturunterschied von $5\text{—}8^{\circ}\text{C}$.

In der Wärmeschichtung der verhältnismässig gut durchleuchteten, tieferen Seen (1,2—2,0 m) dagegen kann kein so grosser Temperaturunterschied beobachtet werden. Bei solchen Seen kann *man allgemein 3 Zonen der Temperaturschichtung des Wassers bezeichnen*: Von der Oberfläche bis etwa 0,5 m Tiefe, dann zwischen 0,5 und 1,0 m, ferner von 1 m bis zum Boden. Die oberste Zone reagiert sehr empfindlich auf die Temperaturwechsel während des Tages, dagegen kann die mittlere Zone,

vom Standpunkt der Temperaturschichtung aus, als isotherm betrachtet werden. In der unteren Zone sinkt die Temperatur mit der Tiefe ab. In diesen Tiefen spiegelt die Wassertemperatur schon nicht mehr die Erwärmung oder Abkühlung eines Tages wieder, sondern gilt für eine längere Periode.

Nach dem Auftauen, *im Frühling erwärmen sich unsere Seen sehr schnell durch die Bestrahlung und durch die Wärmeentnahme aus der Luft*. Im Sommer und im Herbst ist die Oberflächentemperatur des Wassers im Allgemeinen höher als die Durchschnittstemperatur der Luft, dagegen ist das Maximum der Wassertemperatur niedriger als das Maximum der Lufttemperatur. Die Oberflächen-Wassertemperatur folgt dem Lufttemperaturmaximum allgemein mit 3—5 °C Unterschied. Im Falle von Luftraumadvection kann die Abweichung auch 7—8 °C betragen.

In der bedeutenden gegenseitigen Auswirkung zwischen Wassermasse und der sie berührenden Luft, *mässigt sich im Sommer, bei sonnigem Wetter die Temperatur des Makroklimas*. Die täglichen Ausschlenkungswerte sind bei unseren Seen im Allgemeinen um 2—3 °C kleiner, was sich aus der langsamen Erwärmung der Wassermenge und ihrer Wärmespeicherfähigkeit ergibt. In der Abkühlungszeitspanne (Sonnenuntergang und Nacht) zeigt sich im Gebiet der Seen und ihrer Umgebung der aus dem Wassers herrührende Unterschied sehr stark. Da sich in der Uferumgebung verschiedene Substraten befinden, verrigern sich die Strahlen-Temperaturwerte nicht eindeutig mit der Entfernung von den Seen. Die Sanddünen und die tiefer gelegenen Raumbenen kühlen besonders stark ab. Diese letzteren werden im Sommer — im Laufe ihres Kühlerwerdens — zum Sammelbecken der kühleren Luftmengen, es ist nicht selten, dass die in höherer Umgebung zustande gekommenen kalten Luftmengen in Richtung dieser Vertiefungen abfliessen und so sich in den Uferstreifen der Seen eine Mischungszone bildet, wo durch starke Kondensation Mikroniederschlag entsteht. *Das Mikroklima des Uferstreifens verändert sich je nach dem als im Laufe der Zirkulation die Luft über dem Wasser oder die über der Trockenfläche in den Vordergrund dringt, in einzelnen Fällen den eigenen Klimacharakter der Wasseroberfläche, in anderen den der trockenen Oberfläche übernimmt*. Wo es in der Umgebung der Seen Wald gibt, dort verstärkt sich die mässigende Wirkung des See-Mikroklimas durch den Windschutz, wo dagegen verhältnismässig wenige Pflanzen sind, dort hat die freie Luftbewegung mehr Erfolg, so entsteht ein engerer Zusammenhang zwischen dem Mikroklima der Wasser- und der Trockenlandoberfläche. Tagsüber, während der Erwärmung, durch die freie Luftbewegung *gleichen sich die Luft und der Feuchtigkeitsgehalt über den pflanzenlosen, schlammigen Wasserrändern vollkommen aus*. Bei windstillem, sonnigem Wetter dagegen, ist die mässigende Wirkung der Wassermenge grösser, diese ist aber auf eine Entfernung von 1 m vom Wasser nicht mehr bemerkbar. Das bedeutet praktisch, dass die den See umgebende Sandfläche, deren Wärme- und Luftfeuchtigkeitswerte, schon extrem kontinentale Züge aufweist. Bei windigem Wetter üben die Flugsandflächen ihre klimatische Wirkung auch über dem Wasser Spiegel aus.

Während der sommerlichen Sonnenbestrahlung, durch die langsame Erwärmung des Wassers, kommt es in den *Über-Wasser-Luftschichten häufig zu inverser Wärmeschichtung*, d.h., dass man über den Seen gesteigerte, mässigende Erwärmung beobachten kann. Das Sinken der Lufttemperatur steht aber nicht im Verhältnis mit der Dicke der Wasserschicht, bzw. die Lufttemperaturänderungen über verschiedenen tiefen Seen haben den gleichen zeitlichen und räumlichen Ablauf.

Wegen der langsameren Erwärmung der Wassermenge und der diese berührenden

den Luft ist im Sommer, bei heiterem windstillem Wetter, *das Temperaturmaximum über dem Wasser erst um beiläufig 2—3 Stunden später festzustellen*. Dies bewirkt eine schwache, örtliche Luftzirkulation zwischen dem Wasserspiegel und der Uferumgebung, was gemeinsam mit der Luftfeuchtigkeit des Uferstreifens vor sich gehen kann. Das Mikroklima des Uferstreifens verändert sich je nachdem, obwährend der Zirkulation die Luft des Wassers oder die des Trockenlandes überwiegend war, in einzelnen Fällen die Wasser- in anderen die Trockenoberfläche ihren eigenen Klimacharakter annimmt.

Bei der Wassertemperatur der Seen spielen die niedrigeren Wasserpflanzen eine bedeutende Rolle. Die Wasserpflanzen können nämlich die Verteilung der Wassertemperatur räumlich (vertikal und horizontal) stark beeinflussen. Unsere Messungen stellten fest, dass das verwurzelte, bis auf 20—30 cm unter den Wasserspiegel reichende Riedgras, dessen dichte Oberflächenmenge, durch die Bestrahlung eine sogenannte primäre, aktive Oberfläche bildet und dass diese Schicht wärmer war als das sich darüber befindliche Wasser. Auf Grund der starken Erwärmung entsteht hier eine sogenannte Temperatur-Sprungschichte, die die regelmässige Temperaturschichtung des Wassers stört. Z. B. kam es vor, dass das in 20 cm Tiefe befindliche, dichte Riedgras einen Temperaturunterschied von 5—6 °C aufwies, im Vergleich mit solchen Teilen, wo kein Riedgras vorhanden war.

Die durch das Riedgras veränderte Temperaturschichtung kann auch mannigfache andere gegenseitige Wirkungen ausüben, z. B. dadurch, dass die bedeutende Erwärmung der oberen Wasserschicht die turbulente Mischung abschwächt. Bei sommerlicher hoher Wassertemperatur kann diese Erscheinung zu Oxygenmangel, zu Vermehrung organischer Gase und dadurch zu anderen, schädlichen Auswirkungen führen.

Bei der Abkühlung ist die Temperaturschichtung der Luft über dem Wasser normal wärmeverteilt. Eine Temperaturinversion, wie wir sie am trockenen Gebiet bemerken konnten, tritt hier nicht auf. In Folge der verschiedenen Abkühlungsgrade ist die Luft über dem Wasser wärmer als über dem trockenen Boden. Demzufolge verstärkt sich nach Sonnenuntergang die örtliche Zirkulation zwischen den kalten und den warmen Luftmengen. Diese Erscheinung verursacht im Luftraum der Seeumgebung eine Zweiterwärmung (kleines Maximum).

Durch die allgemeine Luftbewegung, sowie durch die von den örtlichen Temperaturunterschieden bedingten Zirkulationen, kommt das Klima des Luftraumes über dem Wasser in enge Verbindung mit dem Klima der Ufergebiete. Die durch Zirkulation verursachte, gegenseitige Wirkung erscheint besonders in dem Verhältnis zwischen der Lufttemperatur und der Luftfeuchtigkeit. Das Mikroklima des Uferstreifens, ob es nun durch die Zirkulation der Luftmasse über dem Wasser, oder der über dem Trockenland vorherrscht, zeigt in einzelnen Fällen über Wasser-, in anderen über Trockenland-Klimacharakterzüge auf. *Eine Ausnahme bilden die Klimagebiete an den Ufern.* Z. B. hat das Schilfgebiet sein eigenes Mikroklima, trotz der Zusammenhänge zwischen See und Trockenland. So z. B. bildet sich bei *im Trockenem stehenden und dem im Wasser stehenden Schilfgebiet verschiedenes Klima.* Bei sonnigem Wetter wird die Temperaturinversion im wasserbedeckten, dichten Schilfgebiet ständig. Dagegen ist die Temperaturschichtung bei der Erwärmung des im Trockenem stehenden Schilfes schon normal. Der Klimaunterschied hier ist nicht der Gegenwart des Wassers, sondern der Verschiedenheit der Bestrahlungsverhältnisse zuzuschreiben. Mit dem Abtrocknen der Blätter des im Trockenem stehenden Schilfes, das noch

vegetiert, verändert sich die Bestrahlungsaufnahme im Vergleich zu der des im Wasser stehenden Schilfes. Hier ist die aktive Ebene am Grunde des Bestandes, im wasserbedeckten Schilf dagegen ist sie im oberen Blattdrittel des Bestandes. Bei letzterem sinkt das Mass der Bestrahlung in den unteren Ebenen bedeutend ab und zwar durch die Schattenwirkung der Blätter. Der ständigen Schattenwirkung zufolge erwärmt sich hier auch die Wasserschicht weniger. Die Wassertemperatur kann sich auch in horizontalem Sinne nicht ausgleichen, da die Pflanzendichte die Konvektionsbewegung stark behindert und die Erwärmung nur durch die der Luft entnommene Wärme zustandekommt.

Nachdem im dichten Bestand die Luftbewegung aufhört, wird die Wasseroberflächentemperatur, des geringen Wärmeausgleiches wegen, um 6—7 °C geringer als die der darüberliegenden 10 cm Luftschicht. Die Abweichung über dem offenen Wasserspiegel dagegen, beträgt nur 2—3 °C. Im oberen Teil des Schilfbestandes herrscht eine verhältnismässig hohe Temperatur und hier spielen sich schnelle Temperaturwechsel ab. Die aktive Ebene bildet sich im grösseren Durchmesser des Bestandes aus und die Erwärmung der Luft erfolgt im Allgemeinen von oben nach unten. Während der Abkühlung aber sinkt die kalte Luft auf den Boden, wo wieder die mässigende Wirkung des Wassers zur Geltung kommt. Zufolge dieser Gegenwirkungen sind die oberen Ebenen wärmer, nachts ist die mittlere Zone des Bestandes die kälteste. Im Sommer, bei hohem Sonnestand, erreichen die Strahlen den Grund des *im Trockenem stehenden Schilfes*. Die höchsten Temperaturen bilden sich im unteren Teil des Bestandes, während der Ausstrahlung dagegen kann nur hier die niedrigste Temperatur gemessen werden. Bei den zwei Typen des gleichen Pflanzenbestandes besteht schliesslich der Unterschied in der Wärmeschichtung der Luft. Das trockenfundige Schilf zeigt im Gegensatz zu dem wasserbedeckten keine grosse Abweichung, weder was die Luftfeuchtigkeit, noch was die Temperatur anbelangt. Beide haben ihr eigenes Mikroklima. Die breiten, schilfbedeckten Uferstriche der Tieflandseen spielen eine bedeutende Rolle in der Veränderung der Luftzirkulation und den Verdunstungsverhältnissen der Seen. Ihr Mikroklima ist von entscheidender Wichtigkeit bei der Tierwelt, beim Nisten der Wasservögel, bei Wärme- und Strahlungsschutz usw.

Enge Verbindung besteht zwischen dem Mikroklima des Wassers und dem des Trockenlandes bei *pflanzenlosen Umgebungsflächen der alkalischen Seen*. Tagsüber, während der Erwärmung, kommt die Wirkung des vom feuchten, pflanzenlosen, schlammigen Wasserrand weiter entfernten Bodens zur Geltung und zwar in der Aufteilung von Luftwärme und Luftfeuchtigkeit. Der freien Luftbewegung zufolge gleicht sich hier die Schichtung der Luft-, Wärme- und Feuchtigkeitsschichten aus, es verstärkt sich der Trockenflächen-Klimacharakter. Bei windstillem, sonnigem Wetter dagegen verstärkt sich die mässigende Wirkung der Wassermasse, mit der Entfernung vom Wasser verringert sie sich aber schnell.

Die *verschiedenen Oberflächengesteine der Wasserumgebung* beeinflussen das Mikroklima stark. Über den trockenen Sandflächen herrscht im Sommer bei strahlendem Wetter eine extreme Lufttemperaturaufteilung. Auf 20—25 m vom Wasser entfernt sind hohe Temperatur und geringe Luftfeuchtigkeit charakteristisch. Die mässigende Wirkung der Wassermassen ist nur während der Abkühlung (nachmittags und nachts) zu beobachten, doch mit der Entfernung vom Wasser geht diese Erscheinung schnell zu Ende. Z. B. weisen die 100 m vom See entfernten Sand- und Lössflächen, d.h. die darüberliegende Luft in ihrer Temperatur und ihrer Feuchtig-

keit bei Tage schon extreme, kontinentale Züge auf, die Wirkung der Wassermassen auf ihre Uferumgebung kommt also weniger zur Geltung.

In den Klimaverhältnissen der Seen gilt ausser den Wärmegraden noch die Lichtklimagegebenheit als bedeutend. Um dies zu bestimmen verwendeten wir die SECCHI-Scheibe und nahmen Selen-Batterien zur Untersuchung der Lux-Messung. Dies wurde umso wichtiger, als die Entfaltung des Wasserlebens im lichtlosen Wasserraum unbedeutend ist. Besonders gilt dies für die Fotosynthese des grundsätzlich lichtgebundenen Pflanzenlebens. Auf Grund der Beurteilung der Lichtklimaverhältnisse unserer Seen kann sich die Bestimmung derer Durchsichtigkeit nicht auf das Messen nach SECCHI beschränken. Es konnte nämlich bestätigt werden, dass sich der Grad der Durchsichtigkeit einzelner Seen im Wärmeablauf von 24 Stunden bedeutend ändern kann. Allgemein steigert sich die Durchsichtigkeit der Wassermasse mit der bei der Abkühlung auftretenden turbulenten Bewegung. Bei seichterem, nur einige cm tiefen alkalischen Wassern kann die Durchsichtigkeit bis auf deren Boden reichen. In der Erwärmungsperiode kann das Eindringen der Sonnenstrahlen in den Wasserraum von Fall zu Fall derartigen Grades sein, dass die Bodenschicht (Schlammschicht) zur aktiven Ebene wird, wo aus den Lichtstrahlen Wärmestrahlen werden. Praktisch bedeutet das, dass sich mit der Erwärmung des Bodenschlammes die Temperatur des Wasserraumes verändert. Die von unten nach oben strömende Wasserbewegung führt Teile des Bodenschlammes schwebend mit sich, was die Verringerung der Durchsichtigkeit des Wasserraumes verursacht. Der am Morgen noch ganz durchsichtige alkalische See kann zur Zeit des Wassertemperaturmaximums undurchsichtig werden, weisse, gelbbraune oder schwache Farbe annehmen. Auch bei heiterem, windstillem Wetter kann diese Erscheinung beobachtet werden.

All diese Umstände weisen darauf hin, dass die Bestimmung der Wärme- und Lichtfaktoren bei der Untersuchung des Wasserraumklimas unentbehrlich ist.