

Die Einflüsse der umliegenden Meere auf die Temperaturverhältnisse der Balkanhalbinsel.

Von

P. Vujević (Belgrad).

Gleich an dieser Stelle will ich betonen, daß ich diesen Aufsatz¹⁾ nur als einen Versuch betrachte, und daß die gewonnenen Resultate als eine erste Annäherung anzusehen sind. Sicher wären die Resultate nur in dem Falle, als das gesamte meteorologische Material verschiedener Balkanstaaten und sämtliche Temperaturbeobachtungen von den umliegenden Meeren ganz homogen, gleich exakt ausgeführt und aus derselben Beobachtungsperiode wären. Aber, wie bekannt, trifft keines zu. Doch lassen sich auch nach dem vorhandenen Material gewisse allgemeine Schlüsse ableiten, welche ich als gänzlich stichhaltig erachte. Ihr ziffermäßiger Ausdruck würde sich im Falle, wenn die obenerwähnten Bedingungen erfüllt wären, etwas ändern, aber die Differenzen wären, meiner Ansicht nach, nicht allzu groß.

*

Die Erwärmungs- und die Erkaltungsprozesse der Landflächen und der Wasserflächen sind wegen ihrer ungleichen physikalischen Eigenschaften ganz verschieden. Das Meer benimmt sich den Wärmeänderungen gegenüber träge; der Boden ist empfindlich, er reagiert deutlich selbst beim Eintreten geringer Wärmeänderungen. Aus diesen Gründen sind die Wassertemperaturen und die Bodentemperaturen, der Charakter ihres täglichen und jährlichen Ganges, die Temperaturschwankungen u. s. w., bei gleich starker Insolation, zu gleichen Zeiten und auf derselben geographischen Breite, sehr verschieden. Die Meerestemperaturen werden langsamere und geringere Änderungen haben, weshalb sich die Temperaturextreme auf den Meeren auf spätere Zeiten

¹⁾ Übersetzung nach dem serbischen Original, erschienen im „Glasnik srpskog geografskog društva“ (Bull. de la société serbe de géographie), Jahrg. I, Hft. 1. Belgrad 1912, S. 5—18.

verschieben und die Amplituden kleiner ausfallen müssen, als auf den Festländern. So zeigen die Oberflächentemperaturen der extremen Monate folgende Werte²⁾:

	Boden- resp. Wassertemperatur			Lufttemperatur		
	Minimum	Maximum	Amplitude	Minimum	Maximum	Amplitude
Belgrad	— 0·5° I	29·0° VII	29·5° C	— 1·6° I	22·0° VII	23·6° C
Adriatisches Meer (bei Pola)	7·9° II	22·5° VIII	14·6° C	4·9° I	23·7° VII	18·8° C
Adriatisches Meer (bei Lesina)	12·6° II	22·9° VIII	10·3° C	8·6° I	25·2° VII	16·6° C
Ionisches Meer	14·8° II	25·4° VIII	10·6° C	14·3° I, II	25·6° VIII	11·3° C
Mittelmeer (Gesamt- mittel)	14·5 II	25·0° VIII	10·5° C	13·6° I	25·1° VIII	11·5° C

Da die Lufttemperaturen im wesentlichen von der Unterlage abhängig sind, werden sie über den Meeren sich mehr den Verhältnissen der Wasseroberflächen, über den Festländern mehr denjenigen der Bodenoberflächen anpassen, sowohl in bezug auf Phasenzeiten, als auch in bezug auf die Größe der Amplituden. Beweise dafür sind in der oberen Tabelle gegeben.

In klimatischer Hinsicht haben aber eine noch größere Bedeutung die Verschiedenheiten im Wärmeaustausch auf den Meeren und auf den Festländern. Sie stehen mit der Art der Wärmefortpflanzung in die tieferen Schichten im Zusammenhang.

Für das Eindringen der Sonnenwärme in die tieferen Bodenschichten kommt fast ausschließlich die Wärmeleitung in Betracht. Ihr Einfluß hört schon in geringen Tiefen auf; die Wärmeenergie wird in den obersten Bodenschichten aufgespeichert.³⁾ In Belgrad z. B. findet man die Schichte der invariablen Temperatur von 12·9° C schon in 14 *m* Tiefe. Aus diesem Grunde kann der Wärmeaustausch auf den Landflächen nicht groß sein, obwohl die Temperaturänderungen im Laufe des Jahres sehr ausgeprägt sein können. Unter der Voraussetzung, daß die spezifische Wärme des Belgrader Bodens $c' = 0·5$ *g* Kal. ist, bekommt man für Belgrad einen jährlichen Wärmeaustausch von 25.000 *kg* Kal./*m*².

Auf den Meeren stehen die Verhältnisse anders.⁴⁾ Neben dem direkten Eindringen der Wärmestrahlen in die tieferen Schichten, ent-

²⁾ P. Vujević, Über die Bodentemperaturen in Belgrad. *Met. Z.*, 1911, S. 289. — A. Gavazzi, La temperatura della superficie del Mare Adriatico. *Rivista geogr. ital.* 1897, S. A., S. 5. — Deutsche Seewarte, Wind, Strom, Luft- und Wassertemperaturen auf den wichtigsten Dampferwegen des Mittelmeeres. Beilage zu den „*Annal. d. Hydrogr. u. marit. Met.*“ 1905, S. 59. — Siehe auch J. Hann, Luft- und Wassertemperaturen im Mittelmeere. *Met. Z.*, 1906, S. 316.

³⁾ W. v. Bezold, Der Wärmeaustausch an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre. *Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie und des Erdmagnetismus.* Braunschweig 1906, S. 343.

⁴⁾ O. Krümmel, *Handbuch der Ozeanographie*, Bd. I, 1907, S. 388 f.

wickeln sich beim salzigen Seewasser auch während des Erwärmungsprozesses vertikale Konvektionsströmungen, so daß das auf der Oberfläche erwärmte Wasser in größere Tiefen sinkt und die mitgeführte Wärme dort aufgespeichert wird. Da die spezifische Wärme des Wassers sehr groß ist, wird es — trotzdem große Wärmemengen aufgenommen werden — nicht wesentlich erwärmt. Im Winter, wo die Radiationswirkungen vorherrschen, wird von den Meeren die im Sommer aufgespeicherte Wärmeenergie allmählich abgegeben. Die Konvektionsströmungen, welche sich bei diesen Prozessen entwickeln, retardieren das Erkalten der Meeresoberfläche und die Temperaturen sinken ganz langsam, obwohl der Wärmeverlust ein beträchtiger sein kann.⁵⁾ Die Konvektionsströmungen können sich in einer bis auf einige hundert Meter mächtigen Wasserschicht fühlbar machen; in dieser Schicht wird im Laufe des Sommers die Wärme aufgespeichert und von ihr im Winter wieder abgegeben, diese Schicht ist durch Temperaturwechsel ausgezeichnet, darunter befindet sich — in den abgeschlossenen Meeren — die homothermische Wasserschicht. Im Schwarzen Meere hören die jährlichen Temperaturschwankungen, wegen seiner eigentümlichen Verteilung der Salinität, in den Tiefen etwa unterhalb 65 *m* auf, in den übrigen Meeren hören sie in größeren Tiefen auf.

In der folgenden Tabelle gebe ich einige Werte für den jährlichen Wärmeaustausch in den umliegenden Meeren⁶⁾:

Adriatisches Meer; Quarnero (bis zum Boden 66·5 <i>m</i>)	440.000 <i>kg</i> Kal./ <i>m</i> ²
" " 41·2° N., 18·2° E.-Gr.	350.000 "
Ionisches Meer	354.000 "
Mittelmeer	440.000 "
Ägäisches Meer	etwa 410.000 "
Schwarzes Meer (bis 73 <i>m</i> Tiefe)	470.000 "

⁵⁾ Hann hat neuerdings auch auf die Rolle der Advektion, einer mehr oder weniger horizontalen Wasserbewegung von den erkalteten Küsten gegen die tieferen zentralen Meeresteile, hingewiesen. — J. Hann, Das Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer. *Met. Z.*, 1908, S. 215.

⁶⁾ E. Brückner, Vorläufiger Bericht über die erste Kreuzungsfahrt S. M. S. „Najade“ in der Hochsee der Adria, 25. Februar bis 7. März. *Mitt. d. k. k. geogr. Ges. Wien*. Bd. 54, Nr. 4, 1911, S. 192—226. — E. Brückner, Die dritte Terminfahrt S. M. S. „Najade“ in der Hochsee der Adria vom 16. August bis 15. September 1911. *Ibid.* Bd. 55, Nr. 1 u. 2, 1912, S. 5—39. — O. Krümmel, *Handbuch der Ozeanographie*, Bd. I, 2. Aufl., 1907, S. 464—466. — J. Hann, Über den jährlichen Wärmeumsatz in Binnenmeeren. *Met. Z.*, 1906, S. 377. — J. Hann, Das Problem der vertikalen Temperaturverteilung u. s. w., l. c. — Nach den Angaben bei Krümmel (l. c. S. 464) habe ich für den Wärmeumsatz im Quarnero bis 66·5 *m* Tiefe einen Wert von 458.000 *kg* Kal./*m*² erhalten. Nach Krümmel ist die mittlere Temperatur der ganzen Wassersäule am 14. Oktober 16·4° C; für Mitte August darf sie wohl 16·7° C angenommen werden, mit welchem Werte oben gerechnet wurde. Die neuesten Temperaturmessungen der „Najade“ ergeben für ein Profil SW-lich von Pola (44·4° N.

Die angeführten Werte müssen, mit Ausnahme für das Adriatische und das Schwarze Meer, als Minimalwerte betrachtet werden, da sie nur für eine 100 m mächtige Wassersäule berechnet worden sind.⁷⁾ Der Wärmeaustausch in den umliegenden Meeren bewegt sich, wie die angegebenen Werte zeigen, um 350.000 bis 450.000 *kg Kal./m²*; er ist in den nördlicheren Meeren etwas größer (für gleich große Tiefen) als in den südlicher gelegenen Meeren.

Diese Ziffern, mit denjenigen des Wärmeumsatzes für Belgrad verglichen, zeigen, daß die umliegenden Meere gegen Ausgang des Sommers über eine etwa 14- bis 19mal größere Wärmemenge verfügen, als das Innere der Balkanhalbinsel. Die Meere können im Winterhalbjahre viel energischer auf ihre Umgebung einwirken, als das Innere der Halbinsel mit seinem geringen Wärmevorrat. Dieser Wärmevorrat wird im Laufe der kälteren Jahreszeit an die Luft abgegeben. Die spezifische Wärme der Luft ist äußerst gering ($c' = 0.000308$ *g Kal.*). Mit 0.308 *kg Kal.* ließe sich 1 *m³* Luft um 1° C erwärmen. Die im Belgrader Boden aufgespeicherte Wärme würde also genügen, um im Laufe des Winters (180 Tage) eine 1000 m mächtige Luftschicht um 0.45° C pro Tag zu erwärmen, während die in den Meeren aufgespeicherte Wärme die Temperatur einer gleich mächtigen Luftschicht während der gleichen Zeit um 6.4° bis 8.5° C erhöhen könnte.

13.5° E.-Gr.) bis 50 m Tiefe den jährlichen Wärmeaustausch zu 387.000 *kg Kal./m²* (Brückner, l. c. Bd. 55, 1912). Wenn man auch hier die Rechnung für eine 66.5 m mächtige Wassersäule durchführt (die Temperaturdifferenz Sommer—Winter wird in diesem Falle 6.73° C), bekommt man als den jährlichen Wärmeaustausch 428.000 *kg Kal./m²*. Die Mittel dieser und des ersten Wertes ergeben die oben angeführte Größe. — Weiter soll erwähnt werden, daß ich überall mit der spezifischen Wärme für die Volumeneinheit $c' = c_p$ gerechnet habe, daher auch der Salzgehalt und die Dichte des Wassers in Betracht kommen müssen. Ihre Größen für die verschiedenen Meere führe ich in der folgenden Tabelle an (Krümmel, l. c. S. 331 u. 235. — Brückner, l. c. Bd. 54, S. 216).

	Salzgehalt	Dichte	Spez. Wärme
Adriatisches Meer	36.0‰	1.02916	0.957 <i>g Kal.</i>
Ionisches Meer und Mittelmeer	37.5‰	1.03027	0.956 "
Ägäisches Meer	39.0‰	1.03150	0.955 "
Schwarzes Meer	20.0‰	1.01607	0.970 "

⁷⁾ Auch unter dieser Annahme zeigen sich gewaltige Unterschiede gegenüber den Verhältnissen im Innern der Halbinsel, obwohl die Differenzen zwischen den einzelnen Meeren wesentlich kleiner ausfallen, als wenn man die Rechnung für mächtigere Wassersäulen durchführt. Im Adriatischen Meere (41.2° N., 18.2° E.-Gr.) ist der jährliche Wärmeaustausch bis 400 m Tiefe 416.000 *kg Kal./m²*, im Mittelmeer aber (Krümmel, l. c. S. 497) etwa 600.000 *kg Kal./m²*. Die Bedeutung dieser Unterschiede für die klimatischen Verhältnisse ist klar. Die Ursache, weshalb ich, einstweilen, die Rechnungen nur bis 100 m durchführte, findet man in der *Met. Z.*, 1908, S. 215—219. 323—325 und 515—518. Bis 100 m Tiefe dringt in den Meeren die jährliche Wärmeperiode ganz sicher ein und die oben angeführten Wärmemengen stehen im Laufe des Winters der Luft sicher zur Verfügung,

Diese Effekte ungleicher Wärmevorräte können für entferntere Gebiete klimatisch von Bedeutung werden nur im Falle, wenn die von den Meeren abgegebene Wärme auf das Land gelangen kann, oder umgekehrt. Dies geschieht durch Winde. Sie sind eine Folgewirkung der Gleichgewichtsstörungen in der Atmosphäre. Auf diese Weise gelangt die Luft von einem Orte und mit einer bestimmten Temperatur zu den weit entfernten Orten, mit ganz verschiedenen Lufttemperaturen. Die Temperaturverhältnisse dieser zweiten Gegend werden dadurch modifiziert. Von diesen Wirkungen soll weiter die Rede sein.

*

Um eine bessere Vorstellung von der Größe der Meeresinflüsse auf die Temperaturverhältnisse der Balkanhalbinsel gewinnen zu können, ist die Temperaturverteilung auf der Halbinsel für die beiden extremen Monate Januar und Juli auch graphisch dargestellt worden. Das Beobachtungsmaterial, welches für die Konstruktion der betreffenden Karten verwendet wurde, entspringt nicht derselben Beobachtungsperiode. Die Temperaturen der kroatischen, dalmatinischen, bosnischen und herzegowinischen Stationen beziehen sich auf die Periode 1851—1900,⁸⁾ den serbischen Stationen liegen die Beobachtungen aus dem Dezennium 1896—1905,⁹⁾ den griechischen aus den Jahren 1896—1903¹⁰⁾ zu Grunde und für Bulgarien wurden die Kassnerschen Isothermen (für die Periode 1894—1903) verwendet.¹¹⁾ Es hat sich gezeigt, daß, obwohl für verschiedene Staaten das Material aus verschiedenen Perioden stammt, die einzelnen Isothermen sich an den Grenzen verschiedener Staaten sehr gut miteinander verbinden ließen, was dafür sprechen würde, daß die vorhandenen Fehler, aus den Ungleichheiten der Perioden stammend, nicht groß sein können. Die größten Schwierigkeiten hat man in der Türkei, wo äußerst wenige Stationen vorhanden sind; hier wurde alles vorhandene ältere und jüngere Material verwendet, doch auch auf den Charakter der verschiedenen Beobachtungsjahre Rücksicht genommen, um nicht z. B. einem zu kalten Jahre, während dessen irgend welche

⁸⁾ W. Trabert, Isothermen von Österreich. Denkschr. d. math. naturw. Kl. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien, Bd. LXXIII, 1901.

⁹⁾ Das serbische, größtenteils unpublizierte Beobachtungsmaterial wurde von mir berechnet.

¹⁰⁾ D. Eginitis, Annales de l'Observatoire national d'Athènes, Bd. III u. Bd. IV. Die gewonnenen Temperaturmitteln (aus 8a, 2p und 9p) wurden nach Athen auf 24-stündliche, wahre Mittel reduziert. — S. auch O. Schellenberg, Studien zur Klimatologie Griechenlands. Temperatur, Niederschläge, Bewölkung. Inaug. Diss. Leipzig 1908. (Schellenberg berechnete die Temperaturmitteln aus dem (Max + Min): 2 und korrigierte sie nach Athen auf wahre Mittel.

¹¹⁾ K. Kassner, Die Temperaturverteilung in Bulgarien. Pet. Mit., 1905, Hft. VIII, S. 1—4.

Station tätig war, dasselbe Gewicht zu geben, wie dem Mittel aus irgend einer mehrjährigen Periode. Als allgemeiner Reduktionsfaktor wurde überall 0.5°C pro 100 m angenommen. Die entworfenen Karten sind also nach allem oben angeführtem, etwas schematisiert, doch ist eine solche Darstellung für unsere Zwecke genügend.

Bevor ich mich in die Diskussion der entworfenen Isothermenkarten einlasse, will ich auf einem theoretischen Beispiele zeigen, wie sich die maritimen Einflüsse im Winter gestalten, und in welcher Weise sie die Richtung der normalen Isothermen modifizieren müssen (s. Fig. 1). Die normalen Isothermen, an welchen sich ausschließliche Sonnenwirkungen

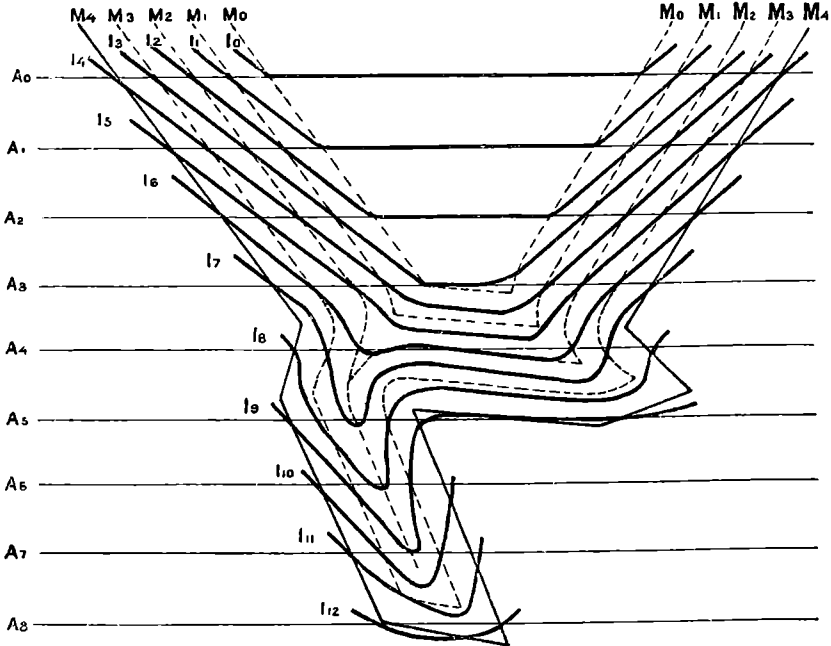


Fig. 1.

zeigen, müßten geradlinig und parallel mit den geographischen Breiten verlaufen. Sie wären durch das System der A-Linien dargestellt und durch den Index wäre die Temperatur der jeweiligen Isotherme bezeichnet. Wenn nun ein solches Isothermensystem durch thermische Meereswirkungen beeinflusst wird, muß sich notwendigerweise sein Aussehen ändern. Die Meere sind im Winter wärmer als die Landflächen, sie verfügen über große Mengen aufgespeicherter Wärmeenergie und wirken erwärmend und temperaturerhöhend auf die Küstengebiete. Diese Temperaturerhöhung wird sich am meisten an der Küste selbst erweisen und von der Küste landeinwärts wird sie ständig, bis zum Werte Null, abnehmen müssen. Unter der Voraussetzung, daß die Windverhältnisse

an allen Küsten gleich günstig sind, daß diese maritimen Einflüsse (M) überall gleich groß sind, daß sie sich von allen Küsten landeinwärts in gleichem Maße ändern und überall in gleicher Entfernung von der Küste den Wert Null erreicht wird, weiter, daß sie an der Küste selbst die Lufttemperatur z. B. um 4° C erhöhen können, ließen sich die Meereseinflüsse graphisch durch das System parallel mit der Küste verlaufenden Linien M_1, M_2, \dots bis M_0 darstellen. An allen jenen Stellen, wo sich die normalen Isothermen mit dem System der M -Linien schneiden, werden die Temperaturen der M -Isothermen um jene Anzahl Grade erhöht, welche der Index bei M angibt. Auf diese Weise gelangt man zu einem System der modifizierten, realen Isothermen I_4, I_5, I_6 u. s. w. An den östlichen und westlichen Küsten zeigen sich diese Einflüsse derart, daß die normalen E—W verlaufenden Isothermen mehr eine N—S-Richtung annehmen. Die Einflüsse eines südlich gelegenen Meeres zeigen sich in einem Zusammendrängen der Isothermen resp. in einer bedeutenden Vergrößerung des Temperaturgefälles.

Diese theoretischen Verhältnisse spiegeln sich in der Natur wieder. Aus den wirklichen Verhältnissen erhellt aber, daß verschiedene Meere ungleiche Wirkungen haben, daß die Windverhältnisse an den verschiedenen Küsten nicht gleich günstig sind, daß die Plastik der Küstengebiete ebenfalls bestimmend mitwirkt u. s. w., während theoretisch gleiche Bedingungen für alle Küsten vorausgesetzt wurden. Ein jeder dieser Faktoren wird in verschiedenem Maße und auf ungleiche Art die normalen Isothermen beeinflussen und deformieren. Die Resultate dieser Deformationen zeigt uns Fig. 2.

Die Karte der Januarisothermen zeigt eine deutliche Temperaturabnahme gegen Norden und gegen das Innere der Balkanhalbinsel. So z. B. verläuft durch den Süden Griechenlands die Isotherme $+11^{\circ}$ C, und durch Ostserbien die Isotherme -1° C.

Unter dem 22° E.-Gr. ist also der Temperaturgradient, reduziert auf die Länge des mittleren Meridiangrades, 1.3° C. Der Temperaturgradient Saloniki-Donau ist 1.8° C. Zu gleicher Zeit nimmt die Temperatur von der serbischen Nordgrenze bis Riga nur um 5° C ab. Der Temperaturgradient ist hier 0.4° C, also 3- bis 4mal kleiner als auf der Balkanhalbinsel. Die Ursache des großen N—S-Temperaturgradienten auf der Balkanhalbinsel liegt in den Wärmewirkungen des Mittelmeeres. Die Temperatur an seiner Oberfläche beträgt selbst im Winter 14° bis 16° C und aus diesen Gründen kann es stark temperaturerhöhend auf die umliegenden Küstengebiete wirken.¹²⁾

Vom Westen und Osten gegen das Innere der Halbinsel nehmen die Temperaturen in verschiedenem Maße ab. In der Umgebung von

¹²⁾ Deutsche Seewarte, l. c., S. Tafel 1—3.

Ragusa wird die adriatische Küste von der 9° Isotherme erreicht, im Novopazarski Sandžak sind die Temperaturen unter 0° C und Burgas hat eine Temperatur von 2·1° C. Der Temperaturgradient unter dem 42·5° nördl. Breite ist also (reduziert auf 111·12 km) von Westen her 4·1° C und von Osten 0·43° C.¹³⁾ Der westliche Gradient ist etwa 10mal größer als der östliche. Ähnliche Verhältnisse, nur weniger aus-

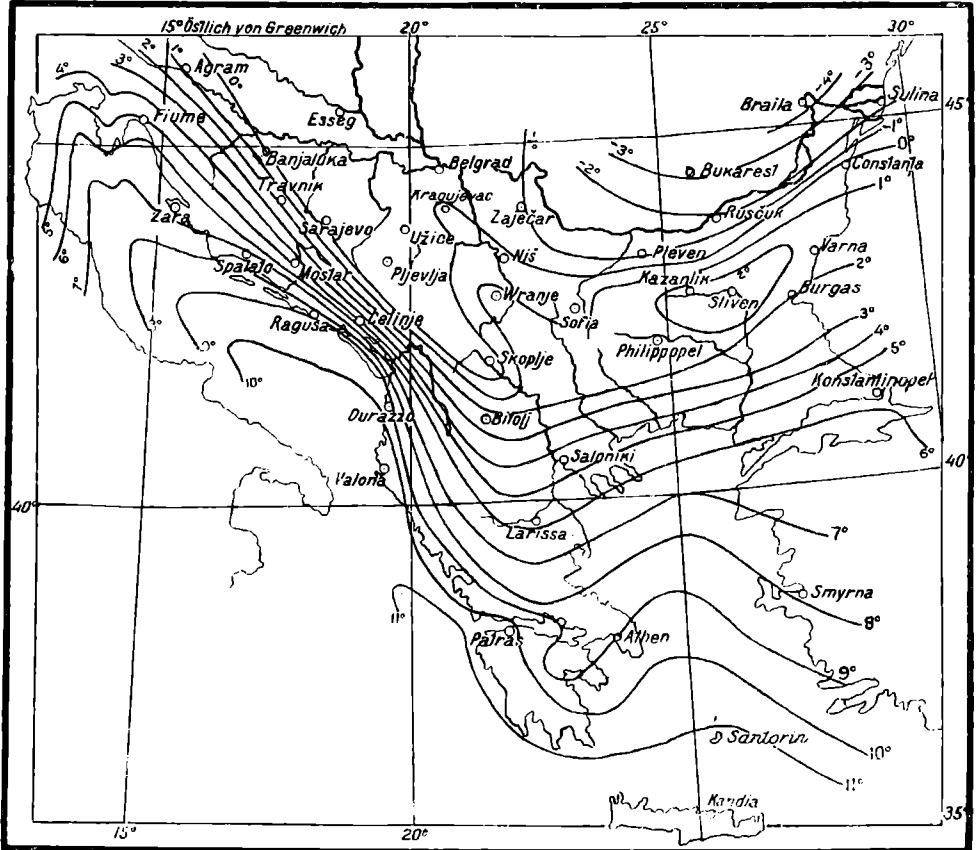


Fig. 2. Januarisothermen auf der Balkanhalbinsel.

geprägt, zeigt Griechenland. Auf dem 39° nördl. Br. ist der Temperaturgradient von der ionischen Küste (ebenfalls reduziert) 2·6° C und von der ägäischen Küste 0·77° C, etwa dreimal kleiner. Ähnlich im südlichen Peloponnes 3·4° resp. 1·5° C. Auch hier ist der östliche Gradient 2 $\frac{1}{2}$ -mal kleiner als der westliche.

¹³⁾ Die Temperaturdifferenz Ragusa—Sandžak ist 9° C, ihr Längenunterschied etwa 3°; die Differenz Sandžak—Burgas ist 2·1° C und der Längenunterschied 6° 30' — Ein Längengrad am 42·5° geogr. Br. ist 82.186 km.

Das Adriatische¹⁴⁾ und das Ionische Meer haben, wie aus diesen Ziffern zu ersehen ist, viel größere Wirkungen als die östlichen Meere; die Bedeutung der letzteren wird nach Süden zu immer größer, die der westlichen Meere geringer. Sind doch die Verhältniszahlen der Temperaturgradienten auf den West- und Ostküsten einer und derselben geographischen Breite gegen Süden zu immer geringer: 9·5, 3·4 und zuletzt 2·4. Es zeigt sich weiter, daß auf der Balkanhalbinsel, nördlich von 40° geogr. Br., die größten Temperaturgradienten die Westküsten, dann die Südküsten, und die geringsten Gradienten die Ostküsten aufzuweisen haben. Die betreffenden Größen verhalten sich wie 9·5 : 4 : 1.

Ein solches Resultat kann auf den ersten Blick befremden, wenn man bedenkt, daß am Ausgange des Sommers alle umliegenden Meere über nicht wesentlich verschiedene Wärmemengen verfügen und daß sie demzufolge etwa gleichmäßig auf die Erwärmung der Luft in den nahen Küstengebieten wirken könnten.¹⁵⁾ Es soll aber nicht vergessen werden, daß verschiedene Meere ganz verschiedene Wintertemperaturen, d. h. Temperaturen, bei denen im Frühjahr die Aufspeicherung der Wärme beginnt, an ihrer Oberfläche haben. Sie sind an der Oberfläche des Adriatischen Meeres in der Umgebung von Lesina etwa 13° C, das Ionische Meer hat Oberflächentemperaturen von etwa 15° C, das Mittelmeer südlich von Griechenland etwa 16° C, das Ägäische und das Marmarameer 14° C, während die Wintertemperaturen an der Oberfläche des Schwarzen Meeres nur 8° bis 9° C betragen. Mögen also alle Küsten gleich günstige orographische und Windverhältnisse haben, möge die von den verschiedenen Meeren abgegebene Wärme tatsächlich die Lufttemperaturen der Küstengebiete überall um etwa 7·5° C, wie eingangs berechnet, erhöhen, trotzdem werden die adriatischen Küstengebiete um 4° bis 5° C höhere Lufttemperaturen haben müssen als die bulgarischen Küsten, weil eben die Temperaturen des Adriatischen und des Schwarzen Meeres (welche für die Höhe der Lufttemperatur darüber bestimmend sind) um mehrere Grade voneinander differieren. Diese Differenzen sind nach dem Süden zu immer geringer und die ionischen Küsten werden deshalb nur etwas höhere Temperaturen haben als die ägäischen Küsten Griechenlands.

Das orographische Moment ist ebenfalls von Bedeutung. Das Adriatische Meer ist im Norden durch die mächtige Alpenmauer gegen

¹⁴⁾ Ausführlich behandelt die Einflüsse des Adriatischen Meeres: F. Viezzoli, *L'Adriatico*, Parma 1901, S. 59—167. — A. Grund, *Das Adriatische Meer und sein Einfluß auf das Klima seiner Küsten*. S. A. aus *Zeitschr. für Balneologie, Klimatologie und Kurort-Hygiene*, II. Jahrg., 1909—1910, S. 629—636.

¹⁵⁾ Unter der Annahme der Verhältnisse, wie sie Anm. 7, S. 99 angegeben wurden, würden sich diese Sätze, natürlich etwas ändern müssen zu Gunsten der südlichen Meere.

die kalten nördlichen Luftströmungen geschützt. Sie werden durch die Alpenketten abgehalten und in ihren Wirkungen sehr geschwächt.¹⁶⁾ Das Schwarze Meer ist im Norden offen, und der Weg steht den nördlichen Strömungen, von den riesigen, eiskalten russischen Ebenen frei. Sehr drastisch dokumentiert diese Einflüsse folgendes Beispiel. Jalta, geschützt gegen nördliche Winde durch die Höhen Jaila Daghs hat um etwa 2° C höheres Januarmittel als Sewastopol, an der freien, ungeschützten Ostküste Krims, gelegen.¹⁷⁾ Kälteeinbrüche werden deshalb an den Westküsten der Balkanhalbinsel seltener eintreten als an den Ostküsten, wo das Schwarze Meer im Winter südlich von der „großen Achse des Kontinents“ gelegen ist und wo infolgedessen die Winde vorherrschend aus dem nördlichen und östlichen Quadranten wehen. Diese Winde legen zwar eine größere Strecke über das Meer zurück, doch werden sie nicht wesentlich erwärmt, da das Meerwasser kühl ist, und sie auf diese Weise an die rumänischen und bulgarischen Küsten dennoch als kalte Winde treffen müssen. Je länger aber die über das Meer zurückgelegte Strecke ist, um so weniger kalt werden die Winde an den Küsten erscheinen.

Es herrschen aber auch an den adriatischen Küsten kontinentale Winde vor,¹⁸⁾ die Bora besucht häufig genug diese Küsten und bringt starke Temperaturniedrigungen mit sich, aber die Häufigkeit der Winde aus dem südlichen Quadranten ist ebenfalls nicht sehr gering.¹⁹⁾ Diese Winde kommen aus wärmeren Gegenden und von wärmeren Meeren, als es das Schwarze Meer, selbst in seinen südlichsten Teilen ist.

Weitere Differenzen haben ihre Ursache in der Physiognomie des adriatisch-ionischen und des pontischen Küstengebietes. An den Ostküsten der Balkanhalbinsel gelangen die Luftströmungen relativ leicht in das Innere hinein. Ein etwas größeres Hindernis ist das Strandzagebirge, welches parallel mit der Küste zieht und stellenweise über 1000 m hoch ist. An der adriatischen Seite ziehen der ganzen Küste entlang und knapp an derselben die Wälle der Dinariden, mit Höhen bis über 1500 m. Die Wärmemengen von den Winden in das Innere gebracht, verteilen sich im Osten über weit größere Flächen, als im Westen, wo sie sich an eine schmale Küstenzone begrenzen. Die Temperatur der adriatischen Küstengebiete kann aus diesen Gründen weit mehr erhöht werden, als die Temperatur der östlichen Küsten, aber eben deshalb liegt die

¹⁶⁾ J. Hann, Handbuch der Klimatologie, I. Bd., 3. Aufl., S. 313 ff.

¹⁷⁾ Ibid., Bd. III, S. 168—169 und 249—251. — S. auch A. Woeikof, Locarno am Lago Maggiore und Jalta an der Südküste der Krim. Lokalklimatologische Aufnahmen. Met. Z., 1907, S. 314.

¹⁸⁾ A. Grund, l. c. S. 634.

¹⁹⁾ J. Hann, Zur Meteorologie der Adria. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math. naturw. Kl., Bd. CXVII Abt. IIa, 1908, S. 18—22 und 34—36.

0°-Isotherme von der adriatischen Küste nur 70—80 *km* entfernt (Banjaluka, Sarajevo, Priština), während an den Ostküsten die westliche Grenze der Wärmeinsel von über 2° C, 160 *km* von den Küsten entfernt ist. Die Temperaturerhöhung — infolge verschiedener Küstenphysiognomie — ist im Westen viel bedeutender (die Isothermen sind sehr aneinander gedrängt) als im Osten, aber ihre Einflüsse reichen nicht tief in das Hinterland hinein, während sich an den Ostküsten die Wirkungen der geringen Erwärmung noch tief im Innern verspüren lassen.

Welcher von den oben erwähnten Faktoren der wichtigste ist, und in welchem Maße die einzelnen Faktoren die Temperaturverhältnisse modifizieren können, läßt sich einstweilen nicht genauer bestimmen. Soviel steht aber fest, daß ihre gemeinsamen Einflüsse die Ursache der um 2° bis 7° C höheren Januartemperaturen an den Westküsten und der Abweichungen im Verlaufe der Isothermen gegenüber dem theoretischen (in Fig. 1) sind.

Im Sommer sind die Abweichungen von den theoretischen Voraussetzungen noch größer, die sekundären Wirkungen äußern sich viel energischer und die schematische Darstellung (Fig. 3) gibt nur eine ungefähre und angedeutete Vorstellung von der wirklichen Temperaturverteilung.

Eine charakteristische Eigenschaft des Festlandes ist, daß es sich im Sommer leicht und stark erwärmen kann. Die mittlere Julitemperatur der Bodenoberfläche in Belgrad ist 29° C, gegen Mittag steigt sie bis 47° C an. Die Meere sind nicht im stande sich so zu erwärmen, ihre Oberflächentemperaturen sind aber trotzdem relativ sehr hoch. Das Adriatische und Ionische Meer haben Oberflächentemperaturen von 23·5° bis 26° C, das Mittelmeer 24° bis 26° C, am Ägäischen Meere sind sie 22° bis 25° C und am Schwarzen Meere 22° bis 24·5° C. Die östlichen Meere haben etwas niedrigere Sommertemperaturen als die westlichen Meere.

Solch hohe Oberflächentemperaturen können auf ihre Umgebung nicht stark temperaturerniedrigend wirken. Im Winter geben die Meere die aufgespeicherte Wärme ab und können auf diese Weise temperaturerhöhend wirken, im Sommer geben sie aber keine Kälte ab, sie sammeln nur die aufgefallenen Wärmemengen in den tieferen Schichten. Die Meere retardieren die Prozesse der Erwärmung und verkleinern den Betrag derselben. Im Winter ist die Rolle der Meere eine aktive, im Sommer sind sie passiv.

Nach der Theorie sollen die Isothermen des Sommers ihre konvexen Seiten nach Norden zeigen, d. h. die Temperaturen sollen von den Küsten landeinwärts zunehmen (Fig. 3), weil im Sommer das System der *M*-Linien negative Werte hat. Aus denselben Gründen wird der Temperaturgradient an den südlichen Küsten wesentlich vermindert und

die Isothermen auseinandergezogen. In Fig. 3 wird z. B. das ganze Gebiet zwischen den normalen Isothermen A_{27} bis A_{29} von der Isotherme I_{27} eingenommen. Ist doch der Temperaturgradient Donau – südliches Griechenland 0.45°C für 1°Br. und Donau—Saloniki 0.8°C , also $2\frac{1}{2}$ - bis 3 mal kleiner als im Winter.

Die normalen Verhältnisse der Temperaturzunahme von Osten und Westen gegen das Innere sind gestört. Gut sind sie nur in Südalbanien und in Griechenland erhalten, wo die Temperaturen nach dem Innern zu höher werden. Der Sommer ist in diesen Gegenden heiß, der Himmel

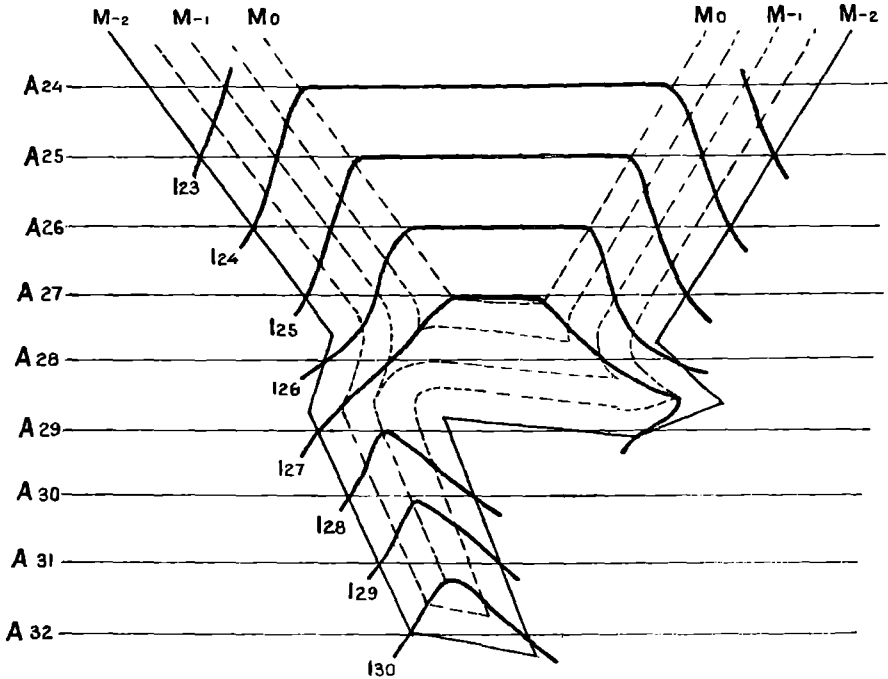


Fig. 3.

2 bis 3 Monate wolkenlos. Die Vegetation wird im Sommer von der Sonnenglut bald verbrannt; die Natur sieht wie ausgestorben aus.²⁰⁾ Die mittleren Julitemperaturen erreichen hier 27.5° bis 28°C . Die umliegenden Meere haben etwas niedrigere Temperaturen, und zwar ist das Ägäische Meer kälter als das Ionische Meer. Die niedrigeren Temperaturen des Ägäischen Meeres sind die Folge sommerlicher Nordwinde, welche um diese Zeit ziemlich konstant wehen.²¹⁾ Sie erreichen manchmal Sturmes-

²⁰⁾ O. Schellenberg, l. c. S. 52.

²¹⁾ A. Stange, Versuch einer Darstellung der griechischen Windverhältnisse und ihrer Wirkungsweise. Inaug. Diss., Meissen, S. 10–14.

stärken, weshalb auf ungeschützten Orten eine etwas empfindlichere Vegetation ganz unmöglich ist. Durch diesen starken, kühlen Wind wird das Meer stark erregt²²⁾ und das erwärmte Wasser von der Oberfläche vermengt sich mit dem kälteren Wasser aus größeren Tiefen. Auf diese Weise wird die Wassertemperatur ständig auf etwas niedrigerer Temperatur erhalten.

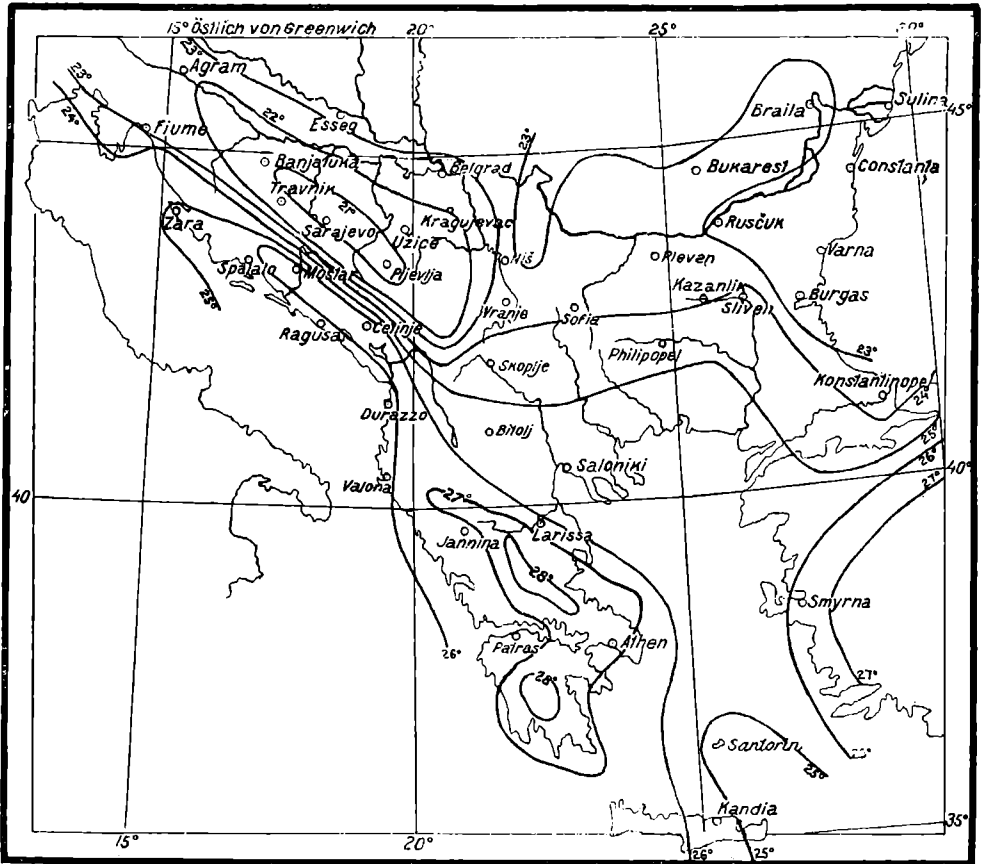


Fig. 4. Juliisothermen auf der Balkanhalbinsel.

Das Ionische Meer hat an seiner Oberfläche wärmeres Wasser. Obwohl auch hier im Sommer Winde aus dem nördlichen Quadranten vorherrschen, sind auch die westlichen und südwestlichen Winde häufig. Außerdem sind am Ionischen Meere die Stürme im Sommer sehr selten.²³⁾ Es ist von Interesse zu bemerken, daß diese sommerlichen Nordwinde,

²²⁾ O. Schellenberg, l. c. S. 50—51.

²³⁾ A. Stange, l. c. S. 20—23, 69.

obwohl überall kühl,²⁴⁾ im Westen wärmer sind als im Osten. Die Etesien des Ägäischen Meeres sind kühler, weil kältere, aus hohen Breiten kommende, pontische Luft freien Zutritt zur Ägäis hat, während das Ionische Meer durch die Alpen von kalten Strömungen geschützt ist.²⁵⁾ Aus allen angeführten Gründen ist das Temperaturgefälle im Osten etwas größer als im Westen. Im nördlichen Griechenland ist das Gefälle (reduziert auf 111·12 *km*) gegen das Ionische und das Ägäische Meer dasselbe, 1·67° C, aber im Peloponnes ist der Gradient gegen das Ägäische Meer 2·25° C und gegen das Ionische Meer 1·13° C.

Größere Störungen treten im Norden, besonders auf der westlichen Hälfte der Halbinsel, auf. Hier ragt, unmittelbar an die Küste gerückt, das hohe Dinarische Gebirge — der bekannte Karst des adriatisch-ionischen Küstengebietes — empor. Kahle Kalkfelsen werden selbst am Meeresstrande sehr stark und energisch erwärmt und es entwickelt sich ein ähnliches Bild wie im Innern Griechenlands. Die Temperaturen des Adriatischen und des Ionischen Meeres sind ebenfalls hoch, und die Meere sind nicht im stande, die hohen Wärmegrade des überhitzten Karstes wesentlich zu mildern. Obwohl an diesen Küsten im Sommer Winde aus dem nördlichen Quadranten die vorherrschenden sind, sind auch andere, warme Winde nicht selten; diese bringen aber an den Küsten keine Temperaturerniedrigung mit sich.²⁶⁾ Aus diesen Gründen sind die temperaturerniedrigenden Einflüsse des Adriatischen Meeres reduziert auf einen noch schmäleren Streifen, und sind bei weitem unbedeutender als im Winter. Sie sind aus den folgenden Julitemperaturen zu ersehen:²⁷⁾ Lesina 25·2°, Spalato 25·7°, Clissa 26·5° C.

Die Profile Lesina—Mostar und Ragusa—Lastva ergeben für den Sommer Temperaturgradienten von nur 1·55° C. Dieser Gradient ist 2½ mal geringer als im Winter, doch ist er längs der ganzen westlichen Küste, wie aus den griechischen Beispielen ersichtlich, ziemlich konstant.

Weiter gegen das Innere der Halbinsel nehmen die Temperaturen ab, während sie theoretisch zunehmen sollten. Diese kältere Zone, deren Achse in die Linie Agram—Banjaluka—Uzice fällt, entspricht den klimatischen Wirkungen großer Waldkomplexe; diese interessante Kälteinsel kann jedoch an dieser Stelle näher nicht besprochen werden.

Die Verhältnisse an den pontischen Küsten entsprechen mehr den theoretischen Forderungen. Die Temperaturen nehmen landeinwärts zu,

²⁴⁾ A. Stange, l. c. S. 76.

²⁵⁾ Ibid., S. 74. — O. Schellenberg, l. c. S. 55—58.

²⁶⁾ J. Hann, Die Verteilung des Luftdruckes über Mittel- und Südeuropa, Pencks Geogr. Abh., Bd. II, Hft. 2, 1887. — J. Hann, Zur Meteorologie der Adria. l. c. S. 34.

²⁷⁾ W. Trabert, l. c. S. 59.

und die Isothermen sind normal ausgebuchtet. Ja sogar, nach der Konfiguration der Isothermen zu urteilen, scheinen die Wirkungen des Schwarzen Meeres im Sommer ausgeprägter zu sein als im Winter. Tatsächlich ist der Temperaturgradient, aus den Profilen Sulina—Braila, Plevna—Warna, Zagora—Burgas abgeleitet, etwa 0.9° C. Er ist zweimal größer als der winterliche Gradient, ähnlich wie an den Ostküsten Griechenlands.

Nach den bisherigen Betrachtungen läßt sich also der Schluß ziehen, daß die umliegenden Meere auch im Sommer ihre Einflüsse zeigen. Diese werden gegen Süden ausgeprägter, namentlich an den Ostküsten der Balkanhalbinsel.

*

Außer unter den Einflüssen der nahen, umliegenden Meere, steht die Balkanhalbinsel auch unter dem klimatischen Einflusse des Atlantischen Ozeans. Es ist genug bekannt, daß sich atlantische Einflüsse bis weit nach Rußland hinein und bis an die kleinasiatischen Küsten verspüren lassen.²⁸⁾ Ganz Europa involviert in seinem klimatischen Charakter deutliche atlantische Einflüsse.

Es wäre unsere nächste Aufgabe, diese verschiedenen Einflüsse zu sondern, die einen von den anderen in Abzug zu nehmen, die atlantischen Einflüsse zu eliminieren, und auf diese Weise die reinen klimatischen Einflüsse der umliegenden Meere zu bekommen. Die Lösung dieser Aufgabe ist äußerst mühsam, es ist schwer den richtigen Maßstab, nach dem man die Sonderung durchführen sollte, zu finden; die gewonnenen Resultate haben daher nur den Wert einer Approximation.

Ich habe versucht, aus den Verhältnissen in Mitteleuropa zwischen dem 47.5° bis 52.5° n. Br. die Größe der thermischen Wirkungen des Atlantischen Ozeans abzuleiten und sie dann auf das Terrain des mediterranen Gebietes zu übertragen. Natürlich sind alle Temperaturgradienten, welche ich ableitete, ständig auf die Länge des mittleren Meridianbogens reduziert worden, um auf diese Weise Werte von den verschiedenen geographischen Breiten untereinander vergleichbar zu machen.

Im Januar zeigt sich von den atlantischen Küsten gegen das Innere Mitteleuropas ein ziemlich starker negativer Gradient, dessen Größe von Norden nach Süden abnimmt.²⁹⁾ Durch Extrapolation bekommt man für den 45° n. Br. einen Gradienten von 0.435° C, am 42.5° n. Br. ist er 0.425° C und am 40° n. Br. 0.42° C groß. Unter der Annahme, daß

²⁸⁾ A. Hettner, Das Klima Europas. Geogr. Zeitschr., 1904, S. 373—374. — A. Kirchhoff, Länderkunde von Europa. III. Teil: A. Krassnow u. A. Woeikow, Rußland, 1907, S. 137.

²⁹⁾ Die Werte wurden nach dem Bartholomews Physical Atlas. Vol. III, Atlas of Meteorology, 1899, Pl. V, ermittelt. Die mittlere Temperaturabnahme pro 111.12 km beträgt am 52.5° n. Br. 0.559° C, am 50° n. Br. 0.486° C und am 47.5° n. Br. 0.458° C.

die Temperaturen von den atlantischen Küsten gegen das Innere auf den verschiedenen geographischen Breiten um oben mitgeteilte Beträge, für je 111.12 km abnehmen, würde man — unter den ausschließlichen Wirkungen des Atlantiks — an den verschiedenen Orten einer und derselben geographischen Breite, immer niedrigere Temperaturen bekommen, je größer der Längenunterschied zwischen der atlantischen Küste und dem jeweiligen Orte auf der Balkanhalbinsel wäre. Sind die wirklichen Temperaturen genau so groß als die theoretisch gewonnenen, so bedeutet das, daß die umliegenden Meere gar keine thermischen Wirkungen zeigen. Wenn aber die tatsächlichen Temperaturen höher oder niedriger von den berechneten sind, so ist darin ein positiver oder negativer Effekt der umliegenden Meere zu betrachten. Für den Januar bekommt man folgende Zahlen:

45° nördl. Br.	französische Küste	adriatische Küste	Belgrad	pontische Küste	
Berechnete Temperaturen		2.4°	— 0.3°	— 2.5°	
Wirkliche „	7.0°	6.0°	— 0.8°	— 2.3°	
Einfluß der umliegenden Meere		+ 3.6°	— 0.5°	+ 0.2°	
42.5° nördl. Br.	spanische Küste	adriatische Küste	Amselfeld	Sofia	pontische Küste
Berechnete Temperaturen		1.1°	0.3°	— 0.4°	— 1.8°
Wirkliche „	9.6°	8.8°	— 0.2°	0.8°	2.1°
Einfluß der umliegenden Meere		+ 7.7°	— 0.5°	+ 1.2°	+ 3.9°
40° nördl. Br.	portugiesische Küste	ionische Küste	Inneres	ägäische Küste	
Berechnete Temperaturen		0.9°	0.4°	0.0°	
Wirkliche „	10.2	9.6°	5.0°	5.5°	
Einfluß der umliegenden Meere		+ 8.7°	+ 4.6°	+ 5.5°	

Weniger ausdrucksvoll sind die sommerlichen Verhältnisse. Es existiert zwar ein positives Gefälle von den atlantischen Küsten gegen das Innere Mitteleuropas, dieses ist aber viel geringer, als das negative winterliche Gefälle. Der sommerliche Gradient zeigt von Norden nach Süden weder eine ständige Zunahme noch eine Abnahme,³⁰⁾ weshalb ich überall mit dem mittlerem Wert von 0.142° C für 111.12 km rechnete. Die sommerlichen Temperaturverhältnisse auf der Balkanhalbinsel sind, wie oben angeführt, sehr kompliziert und deshalb ist das Bild, welches hier resultiert, kein sehr klares, wie auch aus den folgenden Zahlen zu erschen ist:

45° nördl. Br.	französische Küste	adriatische Küste	Belgrad	pontische Küste
Berechnete Temperaturen		21.4°	22.1°	23.0°
Wirkliche „	19.9°	24.0°	22.5°	22.1°
Einfluß der umliegenden Meere		+ 2.6°	+ 0.4°	— 0.9°

³⁰⁾ Die mittlere Temperaturzunahme beträgt am 52.5° n. Br. 0.139° C, am 50° n. Br. 0.168° C und am 47.5° n. Br. 0.118° C.

42·5° nördl. Br.	spanische Küste	adriatische Küste	Amselfeld	Sofia	pontische Küste
Berechnete Temperaturen		23·0°	23·7°	24·0°	24·4°
Wirkliche „	20·6°	25·6°	22·5°	23·3°	22·9°
Einfluß der umliegenden Meere		+ 2·6°	- 1·2°	- 0·3°	- 1·5°
40° nördl. Br.	portugiesische Küste	ionische Küste	Inneres	ägäische Küste	
Berechnete Temperaturen		25·1°	25·3°	25·4°	
Wirkliche „	22·0°	26·0°	27·0°	26·0°	
Einfluß der umliegenden Meere		+ 0·9°	+ 1·7°	+ 0·6°	

Die im ersten Abschnitte gewonnenen Resultate müssen also, wie diese beiden Tabellen zeigen, etwas modifiziert werden. Dies ist besonders für die sommerlichen Verhältnisse notwendig. Im Sommer sind die Temperaturen an den Ostküsten tatsächlich reduziert, doch sind sie an den Westküsten in allen Breiten höher als sie sein sollten. Die klimatische Rolle des kahlen überhitzten Karstes zeigt sich in diesen Zahlen sehr deutlich.

Die Größe der Meereseinflüsse auf die Temperaturverhältnisse wird ziemlich gut durch den sog. Grad der Kontinentalität im Zenkerschen Sinne charakterisiert. Seine Größe läßt uns erkennen, mit wieviel Prozenten — beiläufig — in den Temperaturverhältnissen irgend eines Ortes die Einflüsse der Meeresluft partizipieren, und mit wieviel Prozenten diejenigen der kontinentalen Luft. Dabei wird natürlich vorausgesetzt, daß die Bedingungen für das Eindringen der Meeresluft auf das Festland im Laufe des Jahres konstant bleiben sollen.³¹⁾ Für Mitteleuropa, zwischen dem 45° bis 50° n. Br. bekam ich auf verschiedenen Meridianen folgende Grade der Kontinentalität:

16·1° E.-Gr. (Agram, Graz, Wien, Brünn)	34·9%
20·0° E.-Gr. (Szegedin, Budapest, Erlau, Krakau)	39·4%
29·2° E.-Gr. (Kischinjew, Kamenez-Podolsk, Kiew)	41·2%

Aus diesen Zahlen ist zu ersehen, daß der Grad der Kontinentalität immer größer wird, je kontinentaler die Stationen werden. Die Temperaturverhältnisse des 29·2° E.-Gr., etwa 2200 km von den atlantischen Küsten entfernt, zeigen noch 59% ozeanischer Einflüsse. Außerdem nimmt der Grad der Kontinentalität auf allen Profilen vom Norden nach Süden zu. Die atlantischen Einflüsse wachsen also mit der geographischen Breite.

Auf der Balkanhalbinsel sind die Verhältnisse etwas anders. Die westlichen Küsten zeigen durchaus geringe Werte des Grades der Kontinentalität. Gegen das Innere wachsen die Werte ständig an, um gegen die pontisch-ägäischen Küsten wieder abzunehmen, doch ist der Grad der

³¹⁾ W. Zenker, Die Verteilung der Wärme auf der Erdoberfläche. Berlin 1888, S. 68 ff. — S. auch J. Hann, Handbuch der Klimatologie, I, S. 332—333.

Kontinentalität an den Ostküsten bei weitem nicht so gering wie an den Westküsten. Es ist von Interesse zu erwähnen, daß die westlichen Küstenstationen von Fiume bis Zante gleich große Werte aufweisen, ebenso die zentralen, kontinentalen Stationen, während an den pontischen Küsten die Kontinentalität vom Norden nach Süden wesentlich abnimmt, die maritimen Einflüsse sich in dieser Richtung immer energischer zeigen. Sulina mit seinen Winden, welche direkt vom russischen Festlande kommen, hat einen großen Grad der Kontinentalität; Konstantinopel weist viel geringere Werte auf, weil Winde über große Meeresflächen ziehen müssen, ehe sie Konstantinopel erreichen. Durch diese Tatsachen werden unsere früheren Ausführungen in vollem Maße bestätigt.

Die folgende Tabelle zeigt die Größe des Grades der Kontinentalität in den verschiedenen Teilen der Balkanhalbinsel.³²⁾

Adriatisches Meer	adriatische Küste	Inneres	pontische Küste	ägäische Küste	Ägäisches Meer
	Fiume 26·8	Belgrad 43·6	Sulina 44·8		
Pelagosa 22·0	Ragusa 26·8	Wranje 44·8	Constanza 40·0		
	Korfu 26·8	Cetinje 48·4	Warna 36·4		
	Argostoli 25·6	Trikkala 48·4	Burgas 38·8	Volos 37·6	
	Zante 26·8	Tripolis 42·4	Konstantinopel 35·2	Nauplia 35·2	Syra 26·8

Diese Ziffern zeigen deutlich die kontinentalere Lage östlicher Meere an. Syra, obwohl in der Mitte des Ägäischen Meeres gelegen, hat doch einen größeren Wert als Argostoli nahe der ionischen Küste, und einen viel größeren Wert als Pelagosa, welches inmitten des Adriatischen Meeres gelegen ist.

Mittels der oben angeführten Werte lassen sich die atlantischen Einflüsse eliminieren und durch Differenzbildungen die ungefähren Einflüsse der umliegenden westlichen und östlichen Meere auf den Grad der Kontinentalität ermitteln. Wenn man auch für die Balkanhalbinsel Mittelwerte bestimmt, wie oben für Mitteleuropa, gelangt man zu folgenden Resultaten:³³⁾

Grad der Kontinentalität	am 16·1° E.-Gr.	20·0° E.-Gr.	29·2° E.-Gr.
Mitteleuropa	34·9%	39·4%	41·2%
Balkanhalbinsel	26·8%	45·5%	39·0%
Einfluß der umliegenden Meere	-- 8·1%	+ 6·1%	-- 2·2%

³²⁾ Der Grad der Kontinentalität wurde berechnet unter der Annahme einer relativen Schwankung der Ozeane von 16%.

³³⁾ Wenn man aber in Betracht zieht, daß der Grad der Kontinentalität vom Norden nach Süden auf denselben Meridianen zunimmt, und wenn man nach den oben für Mitteleuropa angeführten Profilen die Zunahme graphisch darstellt und durch Extrapolation die Werte auch für geographische Breiten, unter denen die Balkanhalbinsel ge-

Das Adriatische und Ionische Meer reduzieren die Kontinentalität der Temperaturverhältnisse mindestens um 8·1%, das Schwarze Meer um 2·2%, während im Innern der Balkanhalbinsel der Grad der Kontinentalität höchstens um 6·1% größer ist als am gleichen Meridian in Mitteleuropa.

*

Die Resultate der bisherigen Betrachtungen lassen sich etwa folgendermaßen formulieren: Alle umliegenden Meere haben, die einen mehr, die anderen weniger Einfluß auf die Temperaturverhältnisse der Balkanhalbinsel. Diese Einflüsse sind viel weniger durch anderweitige Wirkungen gestört, und daher viel klarer im Gebiete südlich der Linie Valona—Saloniki. Nördlich von dieser Linie zeigen sich im Sommer größere Abweichungen von den theoretischen Forderungen. Sie sind eine Folge der petrographischen, morphologischen und Vegetationsverhältnisse. Die westlichen Meere haben im Winter einen größeren Einfluß als die östlichen Meere; im Sommer ist die klimatische Rolle der östlichen Meere bedeutender. Im allgemeinen sind die westlichen Meere einflußreicher; ihre Wirkung ist viel energischer, aber auch nur an einen schmalen Küstenstreifen gebunden. Die östlichen Meere haben einen geringeren Einfluß, aber ihre Wirkungen lassen sich noch tief im Innern der Halbinsel verspüren. Außerdem werden die Einflüsse überall gegen die südlicheren Breiten energischer. Die südlichen Meere zeigen auch deutliche Einflüsse in der Richtung nach Norden, da die Temperaturabnahme nach Norden im Winter eine sehr schnelle, im Sommer sehr verlangsamt ist.

legen ist, ermittelt, bekommt man etwas abweichende Resultate. Dann haben wir folgende Zahlen:

	für den 16·1° E.-Gr.	20·0° E.-Gr.	29·2° E.-Gr.
45° nördl. Br.			
theoretisch berechnet	39·0%	45·0%	47·0%
auf der Balkanhalbinsel	26·8%	43·6%	44·8%
Einfluß der umliegenden Meere	— 12·2%	— 1·4%	— 2·2%
42·5° nördl. Br.			
theoretisch berechnet	42·2%	48·8%	51·5%
auf der Balkanhalbinsel	26·8%	45·5%	39·0%
Einfluß der umliegenden Meere	— 15·4%	— 3·3%	— 12·5%

Diese Werte können als die Maximalwerte für die Wirkungen der umliegenden Meere betrachtet werden. Aus denselben erhellt, daß durch die umliegenden Meere selbst im Innern der Halbinsel die Kontinentalität vermindert wird. Sonst ist eine nähere Erläuterung dieser Zahlen nicht notwendig. Sie sprechen auch so deutlich genug.