

Министерство образования и науки Российской Федерации

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ  
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
САРАТОВСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ИМЕНИ Н.Г. ЧЕРНЫШЕВСКОГО

Кафедра метеорологии и климатологии

**Радиационный режим тропиков по данным спутниковых наблюдений**

АВТОРЕФЕРАТ БАКАЛАВРСКОЙ РАБОТЫ

студента 4 курса 411 группы

направления 05.03.05 Прикладная гидрометеорология

географического факультета

Великанова Вадима Сергеевича

Научный руководитель,

доцент, д.г.н.

М.Ю. Червяков

Заведующий кафедрой,

профессор, д.ф.-м.н.

М.Б. Богданов

Саратов 2017

**Введение.** Изменения климата, является одной из самых актуальных тем настоящего времени. Ведь при совместном действии антропогенных и естественных факторов происходит постоянное изменение земной климатической системы, и это в свою очередь является одной из приоритетных задач метеорологии и климатологии. Особую роль в оценке климатических изменений играют космические наблюдения, так как они могут дать практическое представление о земной климатической системе (ЗКС) и ее изменениях [1].

В качестве основного источника энергии фундаментальную роль играет радиация. Именно по этой причине определение компонентов радиационного баланса Земли (РБЗ) на верхней границе атмосферы (ВГА) и радиационного баланса на земной поверхности (РБП), является приоритетной задачей исследования земной климатической системы [2-8].

Все измерения составляющих радиационного баланса с искусственных спутников земли (ИСЗ) приводят к ВГА [9]. За ВГА условно принимается поверхность высотой 30 км над поверхностью Земли. Это дает возможность оценить, как происходит обмен радиацией с космосом любого региона планеты.

Распределение компонентов РБЗ по земной поверхности весьма разнообразно. Оно зависит от многих величин: высоты солнца, продолжительности светлого времени суток, характера и состояния земной поверхности, циркуляционных условий, замутненности атмосферы, содержания в ней водяного пара и других поглощающих газов, аэрозолей, наличия облачности [1].

В 2009 году в России на орбиту был выведен ИСЗ нового поколения «Метеор-М» № 1, а уже в 2014 году - второй спутник «Метеор-М» № 2. В составе гелиогеофизических комплексов этих спутников работают радиометры ИКОР-М (измеритель отражённой солнечной радиации). Эти радиометры позволяют определять такие компоненты радиационного баланса Земли как уходящая коротковолновая радиация, альbedo и

поглощённая солнечная радиации. Данный инструмент был разработан и изготовлен в Саратовском университете, который в 2007 году получил лицензию Федерального космического агентства (Лицензия № 622К от 19 марта 2007 года) на право осуществления космической деятельности [10].

На настоящий момент накоплен и продолжает регулярно пополняться большой архив однородных климатических данных по перечисленному выше ряду компонентов радиационного баланса Земли, полученных в результате работы прибора ИКОР-М.

Исследования составляющих радиационного баланса Земли с помощью радиометра ИКОР-М (главный конструктор Ю.А. Скляр) на ИСЗ «Метеор-М» №1 имеют самый длинный ряд спутниковых наблюдений, полученный в нашей стране, который продолжает пополняться и в настоящее время. Прибор регистрирует со скоростью один отсчёт в секунду.

Целью настоящей работы является анализ данных измерений потока отраженной коротковолновой радиации радиометром ИКОР-М на ИСЗ «Метеор-М» № 1 в 2010 – 2014 гг. с целью построения карт глобальных распределений среднемесячных значений альbedo и поглощённой солнечной радиации на верхней границе атмосферы в тропической зоне и над муссонными регионами, оценка пространственно-временной изменчивости этих характеристик.

Для достижения поставленной цели были выявлены следующие задачи:

1. Определение широтных границ зоны, в которой будет проводиться анализ составляющих радиационного баланса Земли.

2. Разработка методики расчетов среднемесячных значений альbedo и поглощённой солнечной радиации по данным спутниковых измерений потока отраженной коротковолновой радиации.

3. Построение карт глобальных распределений среднемесячных значений альbedo и поглощённой солнечной радиации на верхней границе атмосферы в тропической зоне и над муссонными регионами.

4. Оценка достоверности получаемых данных потоков отраженной коротковолновой радиации и выявление величины тренда значений альbedo и поглощенной солнечной радиации.

5. Анализ зависимости от широты зонально-осредненных значений составляющих радиационного баланса.

6. Изучение изменений альbedo и поглощенной солнечной радиации в районах тропической зоны, а также регион с муссонной активностью.

### **Основное содержание работы.**

Для детального анализа пространственно-временного распределения альbedo и поглощенной солнечной радиации для тропической зоны были построены шаблоны для расчета среднемесячных широтных величин для тропиков в целом, а также для океанов и материков по отдельности (рисунки 4.1, 4.3, 4.5). Границы, в которых были построены шаблоны были в пределах  $30^{\circ}$  с.ш. и  $32,5^{\circ}$  ю.ш. При построении шаблонов для океанов и материков по отдельности не учитывались береговая зона и острова [34, 36].

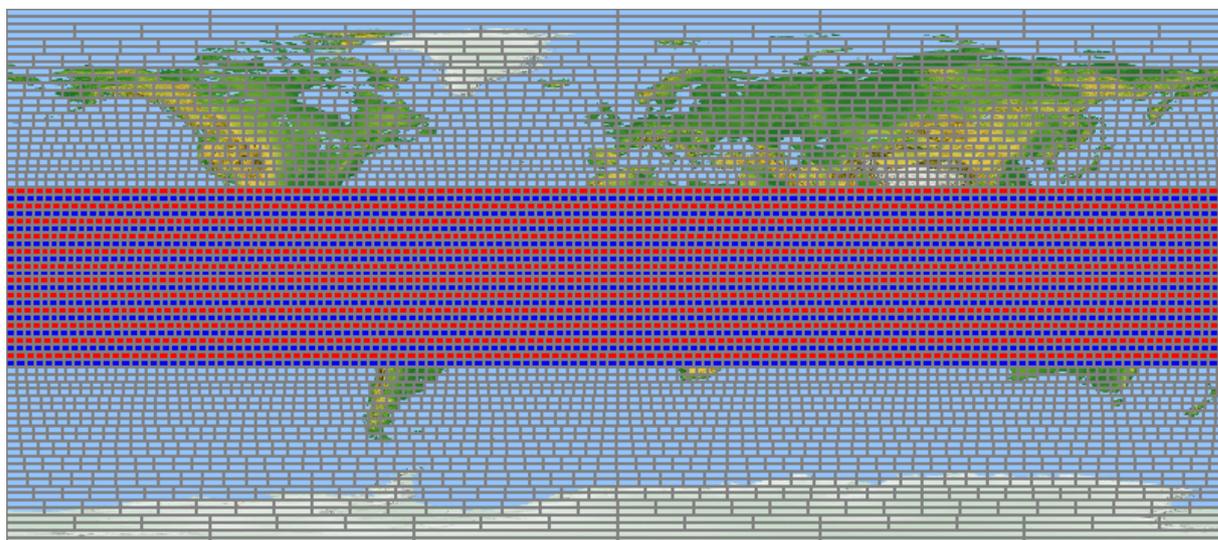


Рисунок 4.1 – Карта-схема (шаблон) по которой производились расчеты (составлено автором)

Осреднение величин альbedo и поглощенной радиации производилось для периода наблюдений радиометра ИКОР-М с января 2010 года по август

2014 г, когда прибор перестал регистрировать потоки отраженной коротковолновой радиации. Ширина полосы, по которой производилось осреднение была ограничена возможностью программы, в которой были построены шаблоны и составляла 2,5 градуса широты. В итоге получилось 25 среднемесячных значений, осредненных по широтным зонам.

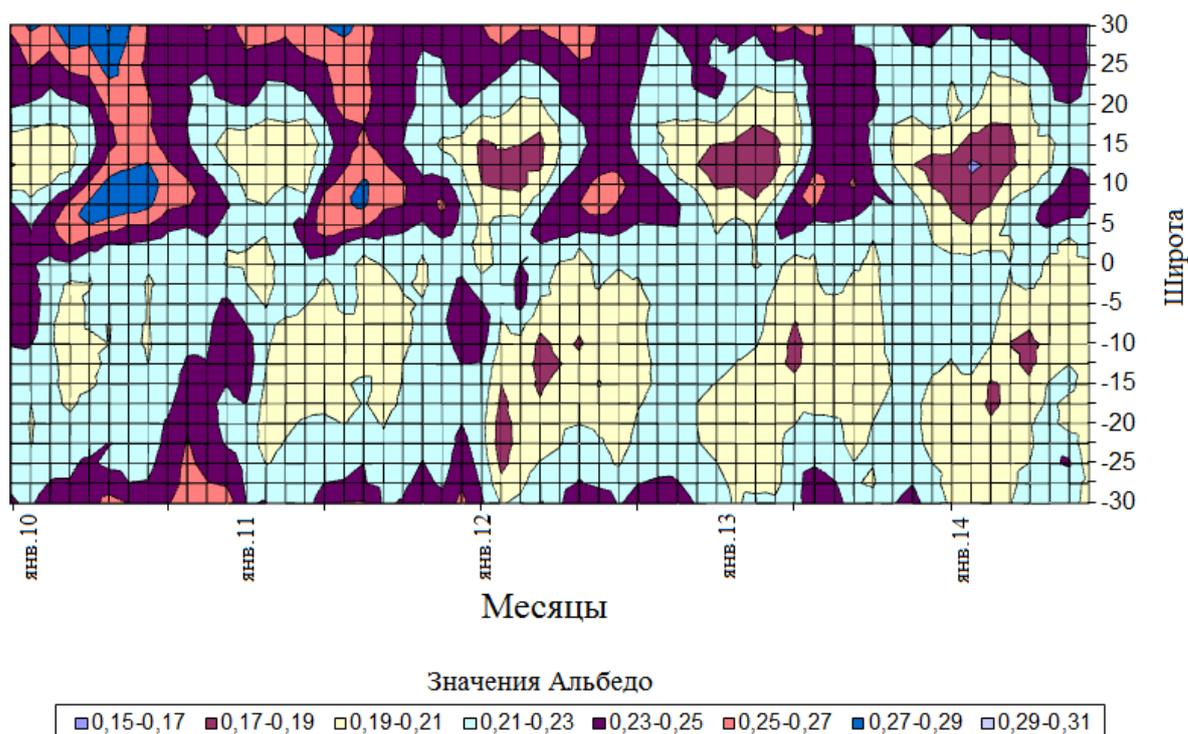


Рисунок 4.2 – Широтное распределение значений альbedo тропической зоны 2010 – 2014 гг (составлено автором)

По данным среднемесячных величин, осредненных по территории всех тропиков был построен рисунок пространственно временного распределения альbedo (рисунок 4.2), из которого видно, что максимальные величины альbedo достигали 27-29 % в летние месяцы северных тропиков на широте 5-10° с.ш. А в южных тропиках в те же месяцы значения достигали лишь 19-22 %.

В зимние месяцы, наоборот, максимальные величины альbedo достигали в регионе южных тропиков значений 25-27 % на широте 77-30° ю.ш. Как в северных, так и в южных тропиках в течении года

прослеживается сезонный ход с максимумом в летний период и минимумом в зимний.

Для более детального выявления широтной зависимости альbedo над океанами и сушей были рассчитаны аналогичным значения альbedo для всего периода наблюдений.

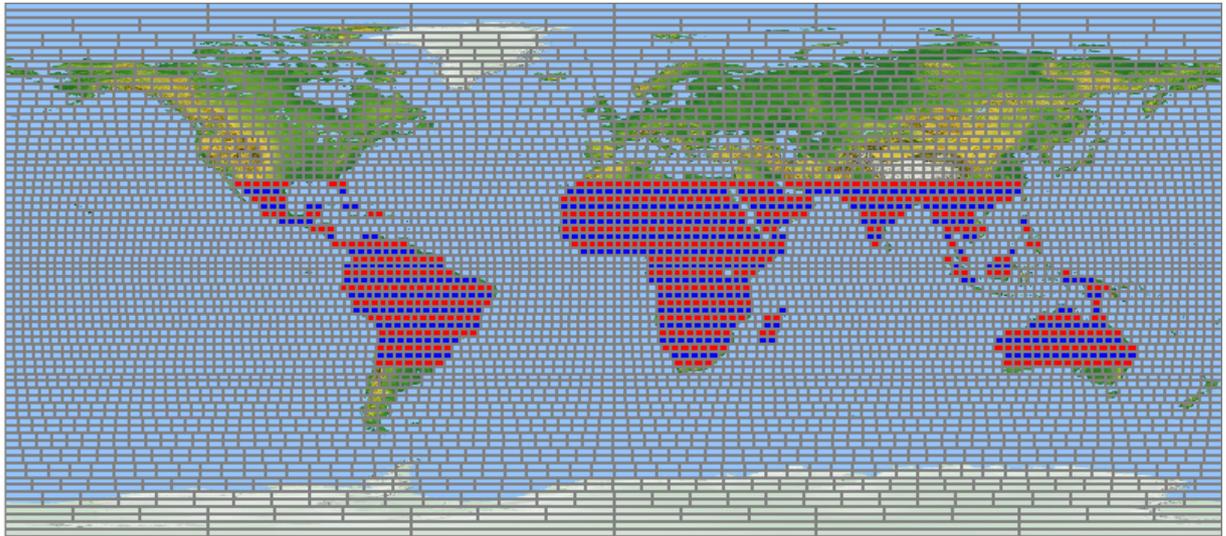


Рисунок 4.3 – Карта-схема (шаблон) для расчетов зонально осреднённых величин составляющих радиационного баланса Земли над сушей (составлено автором)

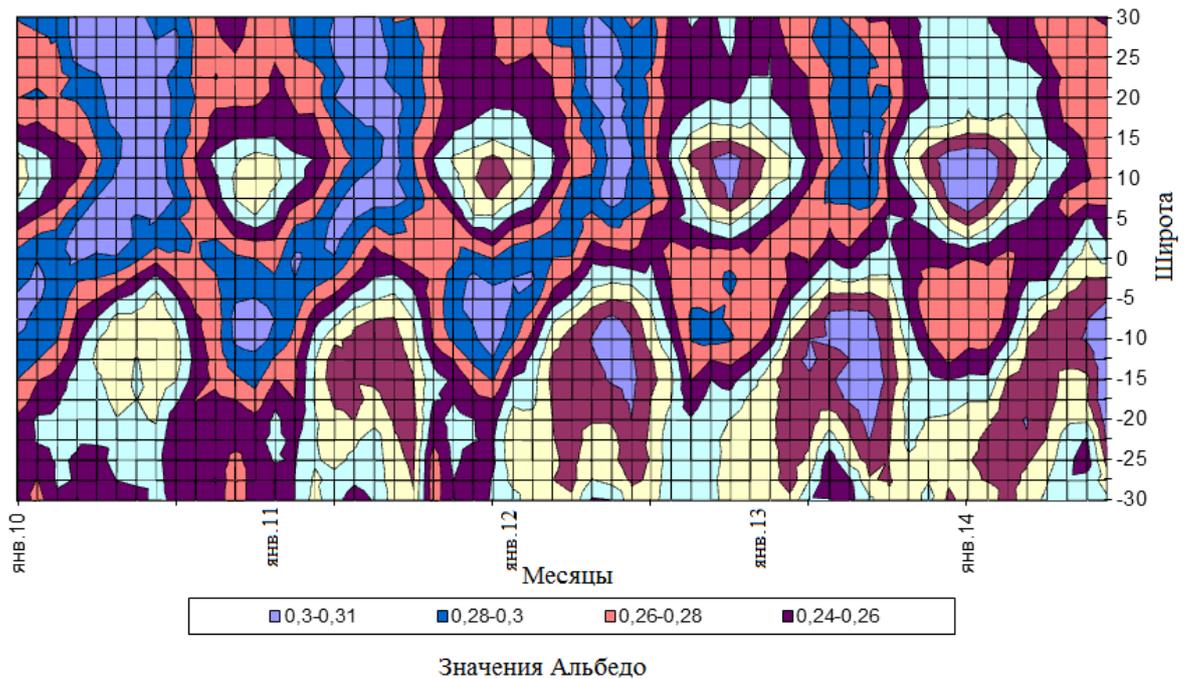


Рисунок 4.4 – Широтное распределение значений альbedo над сушей тропической зоны 2010 – 2014 гг (составлено автором)

По данным среднемесячных величин, осредненных по территории для суши всех тропиков был построен рисунок пространственно временного распределения альbedo (рисунок 4.4), из которого видно, что максимальные величины альbedo достигали 30-31 % в летние месяцы над сушей северных тропиков на широте 5-10° с.ш. А в южных тропиках в те же месяцы значения достигали 28-30 %.

В зимние месяцы, наоборот, максимальные величины альbedo достигали в регионе южных тропиков значений 25-27 % на широте 15-20° ю.ш. Как в северных, так и в южных тропиках в течении года прослеживается сезонный ход с максимумом в летний период и минимумом в зимний.

Особый интерес представляет распределение альbedo над океанами. Альbedo над океанами облачность влияет в большей степени. Над различными океанами условия образования облачности не одинаковы. Повторяемость пасмурных дней над океанами в целом уменьшается от высоких широт к низким: максимум в зоне 40-60° и минимум между 25 и 15°.

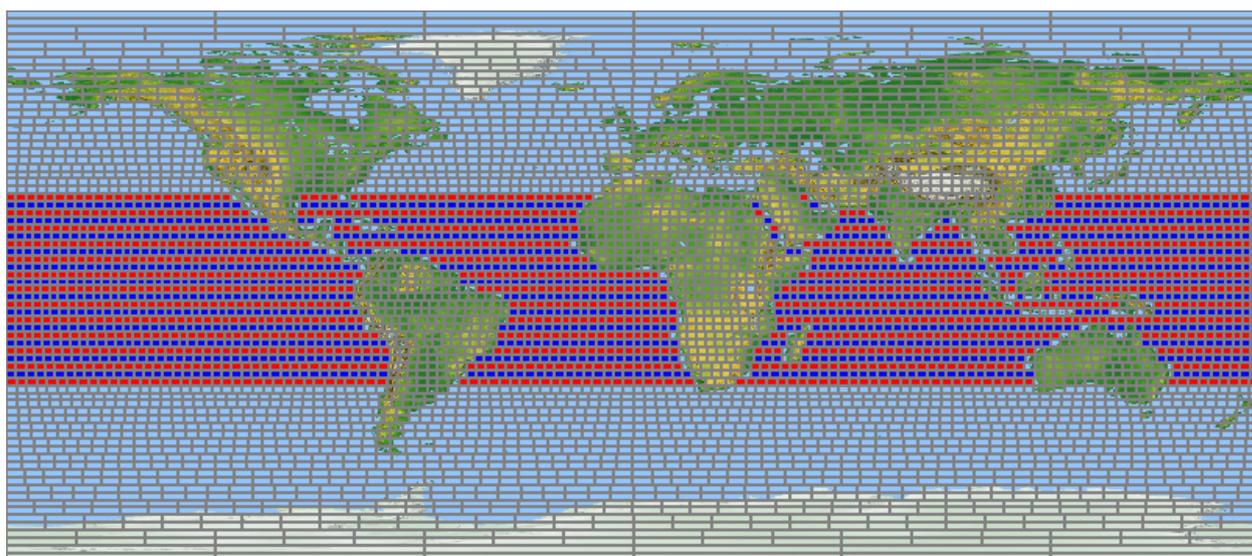


Рисунок 4.5 – Карта-схема (шаблон) для расчетов зонально осреднённых величин составляющих радиационного баланса Земли над океаном (составлено автором)

В экваториальной области облачность увеличивается, что связано с сильными восходящими движениями насыщенного влагой воздуха. Увеличение облачности в умеренных и субполярных широтах вызвано усиленной циклонической деятельностью. В зависимости от температуры поверхности океана и океанских течений распределение облачности также неоднородно. Регулярные наблюдения облачного покрова Земли со спутников показывают, что в одной и той же широтной зоне среднее количество облаков над океанами значительно больше, чем над равнинами материков.

Над океаном выявлены существенные различия по сравнению с пространственно-временным распределением альбедо над сушей в тропиках (рисунок 4.6).

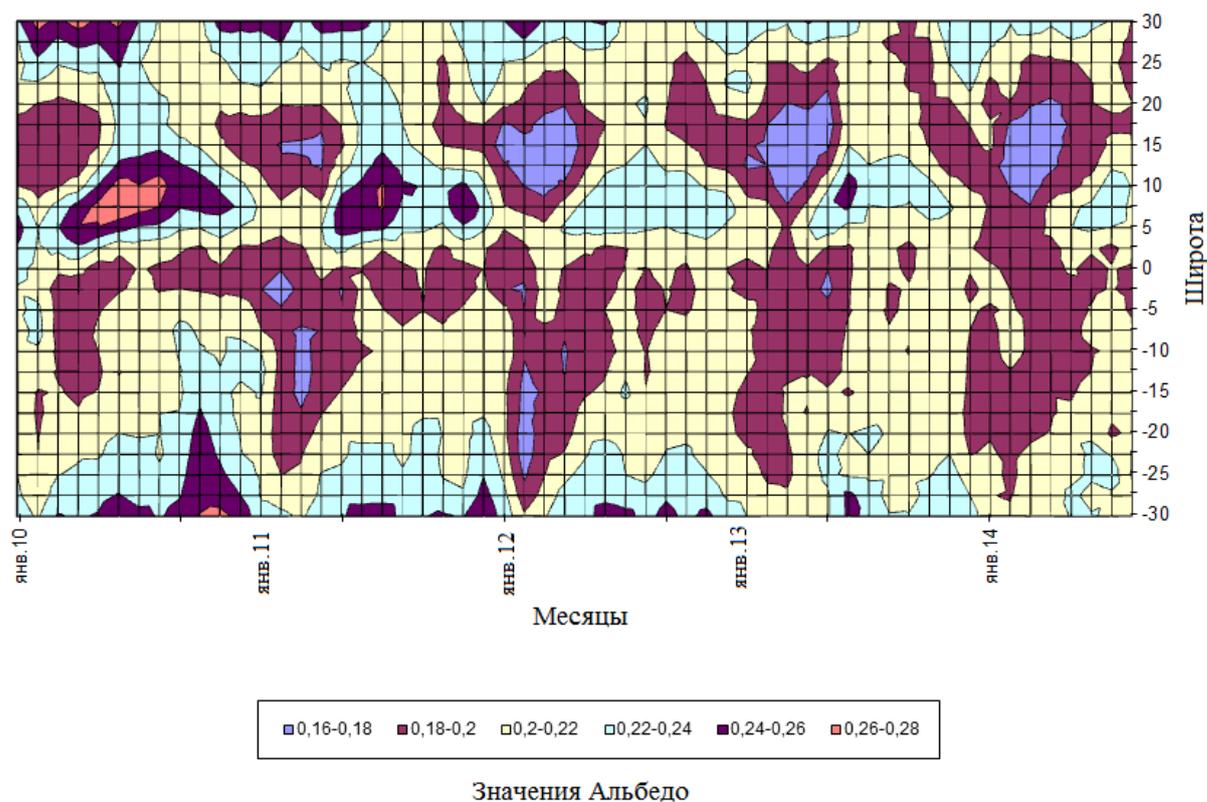


Рисунок 4.6 – Широтное распределение значений альбедо над океаном в тропической зоне 2010-2014 гг (составлено автором)

Пространственно-временные распределения альbedo за 2010-2014 гг. над океанами (рисунок 4.6) позволяют выделить области с устойчивыми значениями альbedo над акваториями, а также их широтное распределение в течение года [35]. В летние месяцы в соответствующих полушариях на севере и юге регистрируются зоны с максимальными значениями альbedo (до 26-28 % в широтных зонах 5-10° северной широты и 18-20 % в южных тропиках).

### Распределение альbedo над муссонными регионами

На фоне среднемесячных значений альbedo на картах (рисунки 4.10-4.11) летом выделяется район с особым режимом альbedo над регионами Юго-Восточной Азии (80-130° в.д., 15-40° с.ш.).

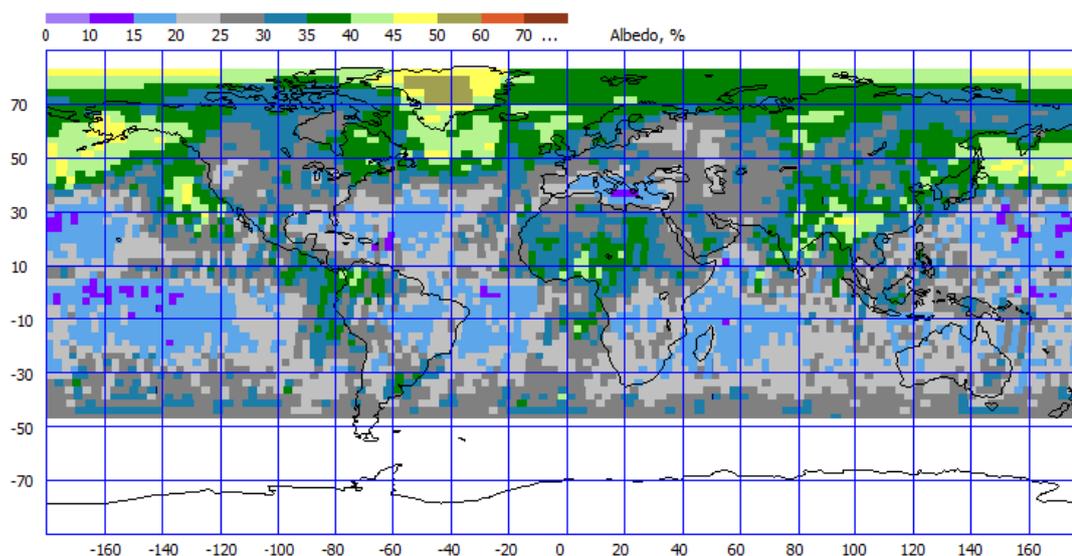


Рисунок 4.10 - Карта распределения среднемесячных величин альbedo, июль 2010 г. (составлено автором)

В течение тёплого периода (конец весны, лето и начало осени) имеется постоянная аномалия альbedo. В среднем по данному региону значения величин альbedo достигают 35-40 % и охватывают обширную территорию, что видно на картах распределения среднемесячных величин альbedo для 2010 года в июле (рисунки 4.12 а). Максимум может достигать 60 %.

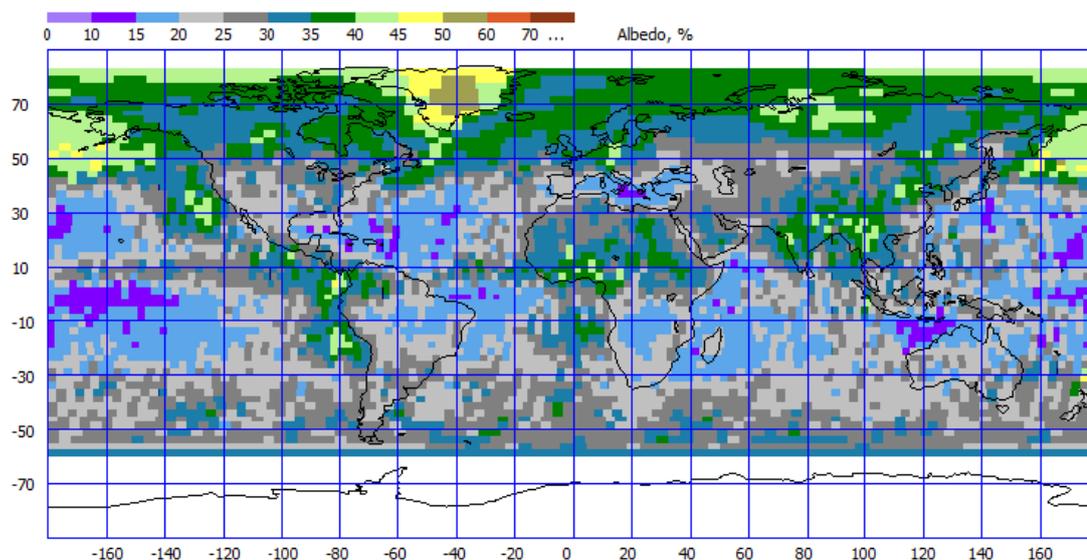


Рисунок 4.11 - Карта распределения среднемесячных величин альbedo, август 2010 г. (составлено автором)

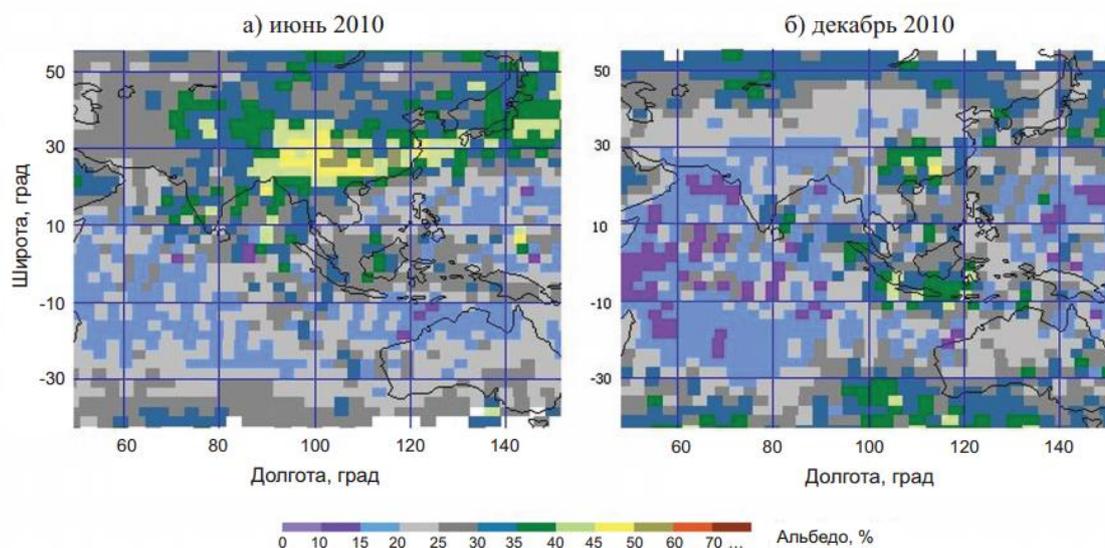


Рисунок 4.12 - Карты среднемесячных величин альbedo в июне и декабре 2010 г для региона воздействия Юго-восточного азиатского муссона (составлено автором)

Зимой над этим регионом (рисунки 4.12 б). также наблюдаются высокие значения альbedo (до 40 %), но только на небольшой территории в районе  $25^{\circ}$  с.ш.,  $110^{\circ}$  в.д. На остальной территории, где в летние месяцы

была зона максимальных значений альbedo, зимой всего лишь – 15-25 %, с локальными максимумами 30-35 %.

Регион Юго-Восточной Азии испытывает постоянное влияние Восточноазиатского муссона, который делится на теплый и влажный муссон летом и холодный и сухой зимний муссон. Именно летний Восточноазиатский муссон, во время которого развивается облачность над данным регионом, обуславливает столь высокие значения альbedo над ним.

Летний Восточноазиатский муссон следует воспринимать как целую систему муссонов [28]. Их воздействия по-разному проявляются в разных регионах, схематически представленных на рисунке 4.13, где ISM (the Indian summer monsoon – Индийский летний муссон), WNPSM (the western North Pacific summer monsoon – западный Северо -Тихоокеанский летний муссон) и EASM (the East Asian summer monsoon – Восточноазиатский летний муссон).

Для этих регионов по данным ИКОР-М были рассчитаны среднемесячные значения альbedo за период 2010-2014 гг. Осреднение проводилось для каждой зоны в отдельности. Использовались данные альbedo, которые соответствовали выделенным областям, приблизительно равным по площади.

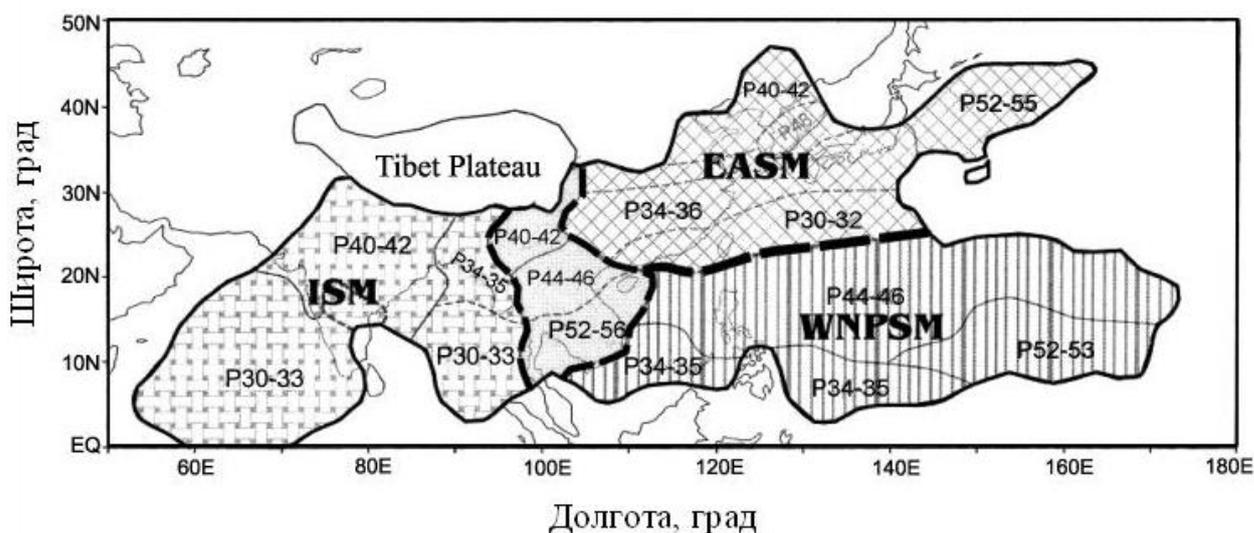


Рисунок 4.13 - Карта-схема с выделенными регионами – зонами действия подсистем Восточноазиатского муссона [28]

На рисунке 4.14 представлен ход среднемесячных величин альбедо для этих трёх зон. Режим альбедо для каждого из рассматриваемых регионов различен. Зона EASM характеризуется самыми высокими значениями альбедо в течение рассматриваемого периода. Максимальные значения (35-37%) отмечаются в июне-июле каждого года, минимальные (28-30%) – в зимние месяцы. Хорошо заметен сезонный ход альбедо.

В зоне WNPSM сезонный ход альбедо не выражен, причём значения здесь варьируют в пределах 18-25% (самые маленькие значения).

Самая большая вариация величин альбедо в течение года наблюдается над зоной ISM. Здесь амплитуда годовых колебаний составляет приблизительно 15%. Максимум (31-32%) отмечается в июле-августе (на месяц позже, чем в зоне EASM), минимум (16-17%) – в феврале.

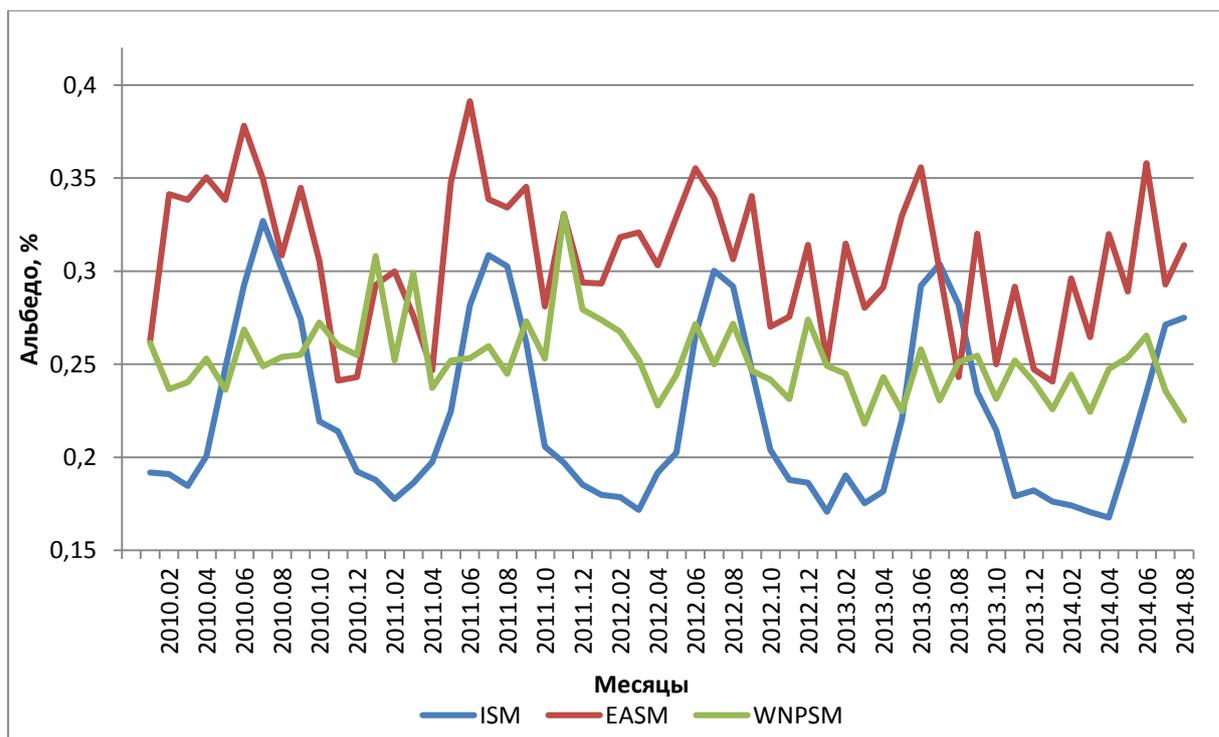


Рисунок 4.14 - Временной ход альбедо над муссонными регионами в Юго-Восточной Азии в 2010-2014 гг по данным ИКОР-М (составлено автором)